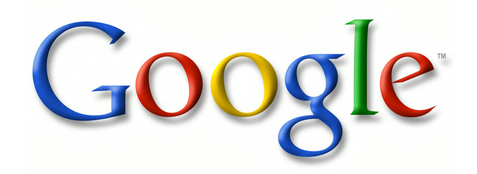
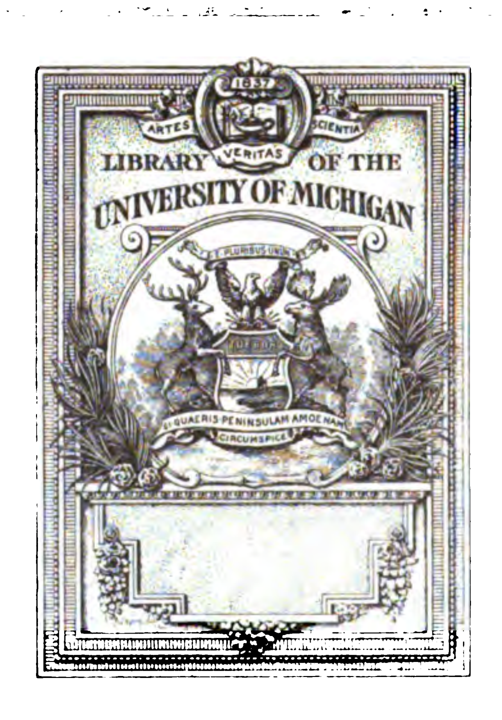
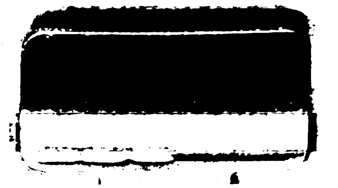



1837
ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE



Die Lagerstätten

der nutzbaren Mineralien und Gesteine
nach Form, Inhalt und Entstehung.

Die Lagerstätten

der

Nutzbaren Mineralien und Gesteine

nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

Prof. Dr. F. BEYSCHLAG
Geh. Bergrat, Direktor der
Kgl. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

Prof. Dr. P. KRUSCH
Abteilungsdirigent a. d. Kgl.
Geolog. Landesanstalt u. Dozent
a. d. Kgl. Bergakademie, Berlin.

Prof. Dr. J. H. L. VOGT
früher an der Universität Kristiania,
jetzt an der Techn. Hochschule
zu Trondhjem.

DREI BÄNDE.

II. BAND.

Art und Ursache der Spaltenbildung. Junge Gold-Silbererzganggruppe. Alte Golderzganggruppe. Metasomatische Goldlagerstätten. Alte Blei-Silber-Zinkerzganggruppe. Radiumerzgänge. Metasomatische Blei-Silber-Zinkerzgruppe. Antimonerzganggruppe. Metasomatische Antimonerzgruppe. Eisenerzganggruppe. Metasomatische Eisenerzgruppe. Manganerzganggruppe. Metasomatische Manganerzgruppe. Kupfererzganggruppe. Metasomatische Kupfererzgruppe. Schwefelkies- und Arsenkiesganggruppe. Metasomatische Kiesgruppe. Gediegen Kupfergruppe. Nickel-Kobalt-Arsenerzganggruppe. Nickelsilikatgruppe. Rückblick auf die Genesis der Erzgänge. – Erzlager. Allgemeines. Eisenerzlager. Manganerzlager. Kupferschiefergruppe. Fahlbandgruppe. Schwefelkiesgruppe. Witwatersrandgruppe. Geschwefelte Kupfer-Blei-Zinkerzgruppe. Antimonerzgruppe. Zinnstein- und Edelmetallseifen.

MIT 175 ABBILDUNGEN.



STUTTGART.
VERLAG VON FERDINAND ENKE.
1913.

Druck der Union Deutsche Verlagsgesellschaft in Stuttgart.

Inhalt.

Verzeichnis der Figuren.

Die Art und Ursache der Spaltenbildung.

Literatur.

Abraham G. Werner, Neue Theorie von der Entstehung der Gänge mit Anwendung auf den Bergbau u. s. w. Freiberg 1791. — Freiesleben, Beiträge zur Naturgeschichte der Gänge. v. Molls Jahrb. d. Berg- u. Hüttenkunde IV, 2, 1800, S. 1. — v. Weissenbach, Abbildungen merkwürdiger Gangverhältnisse aus dem sächsischen Erzgebirge 1836. — F. C. v. Beust, Kritische Beleuchtung der Wernerschen Gangtheorie 1840. — B. v. Cotta und H. Müller, Gangstudien I—IV, 1850—1862. B. v. Cotta, Lehre von den Erzlagerstätten. Freiberg 1853, 1859—61. — M. F. Gaetzschmann, Die Auf- und Untersuchung von Lagerstätten nutzbarer Mineralien. 2. Aufl. 1866. — J. Grimm, Lagerstätten der nutzbaren Mineralien 1869. — F. Pošepny, Geologische Betrachtungen über die Gangspalten. Jahrb. Leoben XXII, 1874, S. 233. — Alb. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 2 Bände mit Atlas. Basel 1878. — A. v. Groddeck, Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879. — A. Daubrée, Experimentalgeologie. Deutsche Ausgabe von A. Gurlt. Braunschweig 1880. — J. H. L. Vogt, Norske ertsforekomster I, 1884. — E. Sueß, Das Antlitz der Erde I, 1885; II, 1888; III, 1, 1901; III, 2, 1909. — Fr. Sandberger, Untersuchungen über Erzgänge II, 1885. — K. A. Lossen, Ueber ein durch Zufall in einer Fensterscheibe entstandenes Torsionsspaltennetz. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1886, S. 336. — A. Daubrée, Les eaux souterraines III, 1887. — E. Margerie und Heim, Die Dislokationen der Erdrinde. Zürich 1888. — Beuther, Ueber Gangbildungen. Berg- u. Hüttenzeitung 1891, S. 165. — J. A. Phillips und H. Louis, A Treatise on Ore Deposits, II, 1896. — F. Klockmann, Beiträge zur Erzlagerstättenkunde des Harzes. Z. f. prakt. Geol. 1893, S. 165. — C. R. van Hise, Principles of North American precambrian Geology. Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. XVI. 1894/95, Teil I, 593. — Derselbe, Some Principles controlling the Deposition of Ores. Transact. Am. Inst. Min. Eng. XXX, 1900, S. 27. — F. v. Richthofen, Geomorphologische Studien aus Ostasien IV. Sitzungsber. Berlin Akad. XL, 1903, S. 867. — F. Sacco, Les lois fondans de l'orogénie de la terre. Turin 1906. — Ampferer, Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. geol. Reichsanstalt, 56. Wien 1906, S. 359. — L. Waagen, Wie entstehen Meeresbecken und Gebirge? Verh. geol. Reichsanstalt. Wien 1907, S. 99. — M. Bertrand, Mém. sur les refoulements qui ont plissé l'écorce terrestre. Mém. Acad. Sciences, t. L. Nr. 2. Paris 1908. — E. Kayser, Lehrbuch der Geologie. 3. Aufl. Bd. 1. Allgemeine Geologie. Stuttgart 1909.

Die Ursachen der Spaltenbildung versucht man sowohl durch Experimente als auch durch Beobachtung in der Natur zu ergründen. In seiner Experimentalgeologie zeigt Daubrée, daß Zug und Zerrung in gleicher Weise wie Pressung und Faltung und schließlich Torsion bei der Bildung von Spalten in Frage kommen.

Die solcherart meist im Zusammenhange mit gebirgsbildenden Vorgängen entstandenen tektonischen Spalten wurden durch Kräfte gebildet,

die außerhalb des Gesteins lagen, in denen sie auftreten. Diese exokinetischen Spalten sind zu unterscheiden von den endokinetischen, welche durch im Gestein selbst liegende Ursachen bedingt wurden. Letztere zerfallen wiederum in zwei Gruppen, deren eine lediglich auf mechanischen Ursachen beruht, während bei der anderen gleichzeitig chemisch-geologische Vorgänge mitsprechen.

Die tektonischen, auf gebirgsbildende Kräfte zurückzuführenden Spalten können bis zu bedeutender Tiefe hinabreichen. Ob freilich Zerrung oder Pressung die bedingende Ursache ist, kann nicht immer festgestellt werden. Das ergibt sich schon aus der Erwägung, daß jeder gebirgsbildende Druck, durch den eine Pressung erzeugt wird, an anderen Stellen der Erdrinde eine Zerrung auslösen muß. Die Spalten bilden sich in beiden Fällen da, wo die Elastizitätsgrenze der Gesteine überschritten worden ist, also bei der Faltung, d. h. bei dem Schub namentlich im Sattelhöchsten und im Muldentiefsten. Man bezeichnet sie dann als Sattel- und Muldenspalten. Sie verlaufen der Natur der Sache nach im allgemeinen rechtwinklig zur Richtung des Faltungsdruckes und stimmen daher im Streichen mit den Gebirgsschichten überein.

In allen Gebieten intensiver Faltung treten erfahrungsgemäß neben solchen streichenden Dislokationen in großer Zahl quer zum Streichen der Schichten verlaufende, annähernd in der Richtung des Faltungsdruckes liegende Spalten auf. Während die Sattel- und Muldenspalten den Raum zur Entstehung streichender Gänge geben, sind die quer zum Streichen der Schichten aufreißenden der Bildungsort von Quergängen, die durch ihre durchgreifende Lagerungsform charakterisiert sind. In welcher Häufung derartige Querspalten entstehen können, geht aus der Beobachtung der Gesteinszerklüftung in Faltungsgebieten hervor. Da sich im ganzen in der Natur viel mehr Querspalten als Längsspalten bilden, ist es erklärlich, daß auch unter den Erzgängen die Quergänge weit zahlreicher sind als die streichenden. In den meisten Fällen sind die Querklüfte offen und bilden daher die Zirkulationswege für das Wasser und die Minerallösungen. Sie brauchen keineswegs immer mit einer Schichtenverschiebung verknüpft zu sein.

Die Zahl der kleinen Pressungsspalten kann örtlich außerordentlich groß sein; sie erzeugen dann auf weite Erstreckung eine völlige Zertrümmerung und Zermalmung der Gesteine, welche bei äußerster Pressung aus einem Mosaik kleiner, eckiger Bruchstücke, die gegeneinander verschoben und meist von Rutschflächen begrenzt sind, zu bestehen scheinen. Ein vorzügliches Beispiel dieser Art bilden manche Kieskörper des Riotintobezirks, der sich durch intensivste Druckmetamorphose auszeichnet.

Für den Lagerstättenforscher ist die Erfahrung von besonderer Wichtigkeit, daß die Ueberschiebungen, die mit dem Faltungsprozeß als dessen Folgewirkung aufs engste verbunden sind, fast niemals Erze führen. Hierin besteht ein wesentlicher Unterschied zwischen Verwerfungen und Ueberschiebungen. Die Erscheinung hängt mit der Verschiedenheit der Wasserführung in beiden Fällen zusammen, die wiederum durch die Entstehungsart der beiden Störungsformen bedingt ist (siehe Bd. I, S. 21

bezw. 26). Während die Verwerfungen und Querklüfte häufig wenigstens teilweise offen stehen, stellen die Ueberschiebungen meist Verruschelungszonen dar, die wasserabschließend wirken.

Wenn auch die Längs- und Querklüfte selbst in ihrer Anlage durch den gebirgsbildenden Schub entstanden sind, so kann doch ihre Oeffnung erst nach Beendigung des Schubvorganges eingetreten sein.

Eine besondere Gruppe bilden die Spalten, die beim Aufblättern der Schichten im Sattelhöchsten und im Muldentiefsten entstehen. Man kennt sie vorzugsweise aus dem Bendigodistrikt in Viktoria (Australien), wo die Aufblätterungen besonders gehäuft und regelmäßig in den Sätteln übereinander angeordnet auftreten. Dringen Minerallösungen in diese Aufblätterungshohlräume hinein, so entstehen Hohlraumfüllungen, die in der Form mit derjenigen einer sattel- oder muldenförmig gebogenen, nach beiden Seiten ausspitzenden Schicht übereinstimmen. Es sind das die sogenannten Sattel- und Muldengänge.

Auch die Zerrungsspalten treten selten als Einzelspalten auf, sie bilden vielmehr Systeme in der Regel parallel verlaufender, gelegentlich aber auch divergierender Risse.

Daubrée und nach ihm Kayser machten mit Recht darauf aufmerksam, daß die Zerrungsspalten häufiger auftreten, als man im allgemeinen bisher angenommen hat. So können z. B. Grabenversenkungen, die im Profil Keilform zeigen (Bd. I, S. 29), meist nur durch eine Zerrung erklärt werden, in selteneren Fällen vielleicht auch durch eine Auflösung der Schichten an den Spalten derart, daß diese an Volumen verlieren und infolgedessen in den nach unten schmaler werdenden Raum einsinken.

Neben Zerrungsspalten kleinen und beschränkten Umfanges sind solche beschrieben worden, die die charakteristischen Formen ganzer Landschaften bedingen. Kayser erinnert in seinem bekannten Lehrbuch auch an die Beobachtung solcher Erscheinungen durch russische Geologen in Mittel- und Ostsibirien und an die Erklärung der Entstehung der tiefen Senke des Baikalsees durch einen Zerrungsvorgang. v. Richthofen erklärt die der Küste Ostasiens vorgelagerten gebirgigen Inselgirlanden als Zerrungsbögen, während man früher ein durch Tangentialschub gebildetes Stauungsgebirge annahm.

Der Unterschied zwischen den durch Zerrung und den durch Pressung entstandenen Zerreißungsvorgängen ist wie hier im großen so auch im kleinen nicht immer festzustellen.

Schließlich können sich Zugspalten auch an Tälern, Horsten und Gräben dadurch bilden, daß Gesteinspartien nach den Seiten des Massendefekts hin ausweichen und sich ablösen. Auf diese Weise entstehen gelegentlich sogar Staffelbrüche, wie neben vielen anderen Beispielen die bekannten Erdrutsche von Odessa beweisen.

Torsionsspalten bilden sich, wenn der durch Schub oder Zerrung beanspruchte Gebirgskörper einseitig und örtlich Widerstand findet. Lossen hat gezeigt (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1886), wie instruktive Modelle dieses Vorganges bei der Zertrümmerung einer Fensterscheibe

entstehen, wenn eine Drehung und Verbiegung der Scheibe um einen Punkt, z. B. beim Oeffnen des Fensters um die obere oder untere, durch Klemmen festgehaltene Ecke, stattfindet. Solche Spalten treten büschelförmig auf, verlaufen radial von dem festen Punkt der Drehung aus und können mit bogenförmigen Diagonalspalten vergesellschaftet sein.

Liegt die Ursache der Spaltenbildung in der Gesteinsbeschaffenheit selbst (endokinetische Spalten), so sind folgende Arten zu unterscheiden: Beim Eintrocknen breiartig sedimentierter Massen, wie z. B. eines Tonschlamms, entstehen Trockenrisse. Sie bilden sich bei heißem, trockenem Wetter in Ton- und Lehmböden als Folge der Zusammenziehung der Schichtenoberfläche. Eine sich etwa darüber legende, die Risse ausfüllende jüngere Schicht zeigt dann an ihrer Unterfläche das Negativ der Risse, die sogenannten Netzleisten. Für die Bildung der Erzlagerstätten sind solche Spalten und Risse nach den bisherigen Erfahrungen ohne Bedeutung.

Als Folge der Austrocknung ursprünglich feuchter Sedimente können aber durch Bildung von Klüften Absonderungsformen entstehen, ähnlich den bei den Eruptivgesteinen beobachteten. Bei diesen bilden sich gelegentlich der mit der Erkaltung des Magmas verbundenen Volumenverminderung die verschiedensten Formen der Absonderung, die man als Kontraktionsspalten bezeichnet. Im frischen Gestein sind sie oft schwer zu erkennen, zeigen sich aber deutlich beim Zerschlagen oder bei der Verwitterung. Solche Absonderungsklüfte treten auch sekundär sowohl bei Eruptiv- wie bei Sedimentgesteinen auf und zwar als Wirkung von Druck-, Zug- und Torsionsvorgängen (Daubrées Diaklasen).

Hier sollen nur solche Fälle angeführt werden, bei denen es sich um eine Folge der Zusammenziehung des Eruptivgesteins und in selteneren Fällen auch des Sedimentgesteins handelt. Kayser unterscheidet folgende Formen:

a) Die unregelmäßig-polyedrische Absonderung, bei der die Gesteinsmasse in verschiedenförmige, scharfkantige und eckige Stücke zerfällt. Hierzu neigen namentlich Porphyre und Diabase unter den Eruptivgesteinen, Grauwacken, Kalksteine und Quarzite unter den Sedimenten.

Wichtig für den Lagerstättenforscher sind die als polyedrische Absonderungen sich darstellenden unregelmäßigen Trümer, von denen häufig die zinnerzführenden Granite durchzogen werden.

Diese Spalten sind mitunter von Zinnstein und den übrigen Zinnmineralien ausgefüllt; sie durchziehen den Granit nach allen Richtungen und bewirken im Verein mit den sie begleitenden Imprägnationszonen die sogenannten Stockwerke, die dem Bergmann erhebliche Erzmengen liefern können.

b) Die plattige Absonderung. Das Gestein erscheint zu parallelen Lagen abgesondert, die meist eben sind, in seltenen Fällen aber auch gekrümmt auftreten. Man kennt zahlreiche Beispiele von Eruptivgesteinen, bei denen die Absonderungsklüfte auf Spannungsunterschiede zurückgeführt werden müssen, die sich bei der Erstarrung des Magmas senkrecht zur Abkühlungsfläche geltend machen. Die plattige Absonderung

ist um so auffallender, je rascher die Abkühlung erfolgt. Infolgedessen findet man sie vorzugsweise an den äußeren rasch erstarrten Teilen des Gesteins, also bei Eruptivdecken meist in der Nähe der Oberfläche, bei Gängen in der Nähe der Salbänder. Im Innern des Gesteins kommen sie seltener vor.

Werden die Platten sehr dick, so spricht man von einer bankigen Absonderung (häufig beim Granit); sind sie sehr dünn, so kann eine schiefrige Textur (Phonolith, Trachyt, Quarzporphyr oder Basalt) entstehen.

Diese plattige Absonderung ist für den Lagerstättenforscher bei den Graniten von Zinnwald wichtig (Bd. I, S. 263). Hier haben sich annähernd parallel zur Oberfläche Kontraktionsspalten von zum Teil bedeutender Mächtigkeit gebildet, die mit Zinnstein, seinen Begleitern und den Gangarten ausgefüllt sind. Die spaltenbildende Kraft war so groß, daß die im großen und ganzen uhrglasförmigen Klüfte aus dem Granit noch in das Nebengestein hineinsetzen.

c) Bei der prismatisch-säulenförmigen Absonderung erscheint das Gestein in regelmäßige Säulen oder Prismen zerlegt. Sie findet sich besonders häufig bei Basalten und ist ebenfalls eine Abkühlungserscheinung, welche von der abkühlenden Oberfläche ausging und fortschreitend immer weiter in das Innere vordrang. Die häufig sechskantigen Säulen sind in der Regel senkrecht zur Abkühlungsfläche gestellt, finden sich deshalb bei Kuppen meist in konzentrisch strahliger Anordnung, bei Gängen senkrecht zum Salband.

Für die Erzgangbildung ist diese Absonderung ohne Bedeutung.

d) Die kugelige Absonderung entstand dadurch, daß sich das abkühlende Gestein um einzelne Mittelpunkte zusammenzog, so daß die Querablösungen krummschalig wurden. Nicht selten ist die säulenförmige Absonderung mit der kugeligen vergesellschaftet. Man findet sie bei Basalten, Diabasen, Melaphyren, Trachyten, Porphyren und, wenn auch weniger deutlich, bei Diorit, Syenit und Gabbro.

In engem Zusammenhang mit dieser Absonderung steht eine unregelmäßig sphäroidische, welche bewirkt, daß die Gesteinsmasse in bis über kubikmetergroße, mannigfach verbogene Sphäroide zerfällt, die bald tonnen-, bald walzen-, bald sack-, bald schlauchförmig geformt sind.

Auch diese Absonderung ist nach unserer bisherigen Kenntnis für die Erzlagerstätten ohne Bedeutung.

e) Die zylindrische Absonderung ist selten. Sie findet sich beim Andesit des Stenzelberges im Siebengebirge, der aus Zylindern besteht, die sich in konzentrisch umhüllende Schalen auflösen.

f) Die parallelepipedische Absonderung wird in der vollkommensten Ausbildung durch drei sich unter rechtem Winkel schneidende Kluftsysteme hervorgebracht. Sie kommt bei Eruptivgesteinen ebenso häufig wie bei manchen Sedimenten vor. Auf ihr beruht die wollsackförmige Verwitterung mancher Granite und die quaderförmige Absonderung des Quadersandsteins der sächsisch-böhmischen Schweiz.

Nahe verwandt mit dieser Absonderung sind die Leitergänge, die wir beispielsweise von Beresowsk im Ural und von mehreren Stellen in Telemarken (siehe unten) kennen. Sie sind dadurch entstanden, daß bei der Erkaltung des eine Spalte ausfüllenden Eruptivmagmas sich annähernd parallele Quersprünge bildeten, die später von Erz ausgefüllt wurden. Da sie häufiger durch vertikale Erztrümer verbunden werden, die parallel zu den Salbändern verlaufen, bezeichnet der Name die Art des Auftretens recht treffend.

In enger Beziehung zu den Eruptivgesteinen steht eine charakteristische Zerklüftung des Nebengesteins als besondere Art der Kontaktbildung. Der Kontaktwirkung leicht zugängliche Gesteine nehmen hierbei häufiger eine säulenförmige Absonderung an.

Die chemisch-geologischen Veränderungen beruhen auf zwei wesentlichen Faktoren, nämlich:

1. auf der chemischen Zusammensetzung der Gesteine, einer Eigenschaft, die allein in dem Gestein selbst liegt, also endokinetisch ist, und
2. auf gewissen Einflüssen, die von außen an das Gestein herantreten, also exokinetisch sind.

Die Spalten, welche chemisch-geologischen Vorgängen ihre Entstehung verdanken, nehmen also eine Mittelstellung zwischen den durch Absonderung — Ursache ausschließlich im Gestein — und den durch tektonischen Einfluß — Ursache ausschließlich außerhalb des Gesteins — entstandenen ein.

Geht beispielsweise Anhydrit durch Aufnahme von Wasser in Gips über, so findet eine erhebliche Volumenzunahme statt, die mit Falten- und Spaltenbildung verbunden ist. Das hangende Gestein wird gehoben und birst. Bei Kalilagern findet ein Faltungs- und Spaltenbildungsprozeß durch Umkristallisation der verschiedenen Verbindungen statt, welche vermehrten Raum brauchen. Ein derartig umkristallisierter Salzstock kann gewaltige Pressungserscheinungen hervorrufen.

In anderen Fällen läßt sich nicht immer klar entscheiden, ob eine Aufnahme irgend eines Bestandteiles, z. B. von Wasser, die Spaltenbildung bewirkte oder ob es sich um eine mit Wegführung verbundene Zersetzung handelt.

Die Entstehung der Magnesit- und der Garnieritgänge in den Serpentinen dürfte vorzugsweise durch eine Wegführung von Material entstanden sein. Jedenfalls ist man berechtigt, aus dem Vorhandensein des „Roten Gebirges", z. B. bei Frankenstein in Schlesien, hierauf zu schließen; in ihm sind sämtliche Bestandteile des Serpentins bezw. Peridotits ausgelaugt und an ihrer Stelle wurde Kieselsäuresubstanz abgelagert.

Auch in den Garnieritgebieten, wo man die Entstehung der Gänge auf Verwitterung von der Tagesoberfläche aus zurückführt, wie z. B. in Neukaledonien, handelt es sich in der Hauptsache um eine Wegführung von Material auf chemisch-geologischem Wege.

Nicht ohne Interesse ist in dieser Beziehung die Entstehung der kleinen Goldgängchen im liegenden anstehenden Gestein (Bedrock) der Goldseifen. Durch Einwirkung des fließenden Wassers entstanden hier

eine Unmenge kleiner Spalten, die nachträglich von Goldlösungen, welche den Edelmetallgehalt aus den Seifen entnahmen, ausgefüllt wurden.

Eine analoge Spaltenbildung geht mit der Entstehung des Laterits Hand in Hand. Durch die Zersetzung des Gesteins bilden sich Risse, auf denen sich die Eisenanreicherung durch den Absatz von Eisenerz geltend macht. Die für die Lateritisierung charakteristische Braun- oder Rotfärbung nimmt dann von den Spalten aus in das Gestein hinein allmählich ab.

Auch bei den sekundären Teufenstufen spielt eine derartige Spaltenbildung eine Rolle. Durch die mannigfachen chemisch-geologischen Vorgänge entstehen Spalten in großer Zahl, die zum Teil auf Volumenzunahme, zum Teil auf Wegführung von Substanz zurückzuführen sind. Während sie in der Oxydationszone besonders gern von Brauneisen, aber auch von anderen sekundären oxydischen Erzen — z. B. kristallinen Oxyden in gelartigen Erzen — oder von einzelnen gediegenen Metallen ausgefüllt sind, führen sie in der Zementationszone meist reiche Sulfide. Von hier aus geht die Umwandlung der primären Erze durch Zementationsmetasomatose vor sich. Derartige Spalten reichen, Zementationserze führend, bis in die primäre Zone.

Zu den durch Auflösung entstandenen Spalten müssen auch diejenigen in leicht auflösbaren Gesteinen gerechnet werden, bei denen eine ursprünglich wenig mächtige Kluft oder eine Schichtfläche später durch das hier zirkulierende Wasser bedeutend erweitert wurde. Bei diesem Vorgang handelt es sich häufig nicht ausschließlich um eine chemische, sondern daneben auch um eine mechanische Wegführung durch Wasser. Ueberhaupt spielt bei dem chemischen Prozeß die mechanische Umwandlung des Gesteins eine große Rolle.

Einsturzspalten entstehen dann, wenn in der Erdrinde leicht auflösliche Schichten durch zirkulierendes Wasser herausgelöst werden. Das Hangende des entstehenden Hohlraumes bricht dann, sobald die Elastizitätsgrenze überschritten ist, zusammen, und es bilden sich Risse und Spalten. Aufgelöst werden besonders leicht Steinsalz und Kalisalz, Gips und Anhydrit. Ein sehr interessantes Beispiel dieser Art bietet das Gebiet des nördlichen Westfalen, nahe der holländischen Grenze, bei Raesfeld und Rhade. Hier ist das Steinsalz des Oberen Zechsteins ausgelaugt und die Buntsandstein- und Kreidedecke zusammengebrochen. Nicht selten findet man dabei einzelne der Spalten mit Schwefelkies ausgefüllt.

Gegenwärtig bilden sich derartige Spalten in Bergbaugebieten durch das Herausnehmen der nutzbaren Lagerstätte und die Senkung der hangenden Schichten.

Hier lehrt die Erfahrung, daß dieser Spaltenbildungsprozeß, abgesehen vom Setzen der hangenden Schichten, durch welches ein von den sogenannten Bruchwinkeln begrenztes Senkungsfeld erzeugt wird, nach Gesetzen verläuft, die nicht nur von der Lage des Massendefektes, sondern von der Struktur und Lagerung des Hangenden abhängen. Neben den hiernach verschiedenen „Bruchwinkeln“, unter denen

die Spalten verlaufen, spielt auch noch das Einschieben der Schichten eine wesentliche Rolle. Dabei gleicht sich der durch das Setzen bedingte Massendefekt in den benachbarten Schichten aus.

Die Ausdehnung der Einsturzspalte hängt wesentlich von dem Charakter der das Hangende bildenden Gesteine und der Form des Hohlraumes ab. Wurden große Flächen von gleichmäßiger Stärke entweder durch natürliche Vorgänge oder durch den Bergmann herausgenommen und besitzen die hangenden Gesteine eine gewisse Elastizität, so kann ein ganz allmähliches Durchbiegen auf großer Fläche stattfinden, ohne daß sich wesentliche Spalten bilden.

Die Dauer der Spaltenbildung und das Alter der Erzgänge. Wir haben wiederholt darauf hingewiesen, daß das Alter des Erzganges nicht identisch ist mit dem Alter der Spalte und daß der Vorgang sowohl der Spaltenbildung als auch der Ausfüllung ein recht komplizierter sein kann. Die Bewegungen auf den Spalten gehören häufig den verschiedensten geologischen Epochen an. Die geologische Spezialuntersuchung auf der linken Seite des Niederrheins hat den Nachweis geliefert, daß hier die Spalten zum erstenmal am Schluß der Karbonzeit aufgerissen sind und bereits damals ein Absinken der Schichten in ihrem Hangenden zur Folge hatten. Seit dieser Zeit wiederholten sich die tektonischen Bewegungen auf denselben Spalten, ja man kann die Verwerfungen sogar auf das deutlichste in der diluvialen Landschaft verfolgen, d. h. die letzten Bewegungen haben hier erst vor ganz kurzer Zeit, jedenfalls nach Ablagerung des Diluviums stattgefunden.

Die Spezialuntersuchungen am Niederrhein machen es mehr als wahrscheinlich, daß die Gebirgsbewegungen auf manchen Verwerfungen des Steinkohlengebirges, welche zum Teil weiter im Süden im Bereich des Velberter Sattels und bei Aachen als Erzgänge ausgebildet sind, auch heute noch vor sich gehen.

Aehnliche Erscheinungen lassen sich auf vielen Erzgängen an der Ausfüllung nachweisen. Ist eine Spalte kurze Zeit nach ihrer erstmaligen Bildung mit Erzen ausgefüllt worden, so macht sich eine zweite Gebirgsbewegung auf derselben Spalte — ein Wiederaufreißen — meist in der Ausfüllung bemerkbar. Dringen jüngere Erz- und Minerallösungen in die neu gebildeten Spalten ein, so entsteht gleichsam ein jüngerer Erzgang in dem älteren. Ein recht gutes Beispiel dieser Art bildet unter vielen der Siglitzgang in den Tauern, wo ein jüngerer goldhaltiger Arsenkiesgang in einem älteren goldhaltigen Schwefelkiesgange von Krusch nachgewiesen werden konnte. Allgemein hängt die Ausfüllung eines Erzganges aufs engste mit der Zeitdauer der Spaltenbildung zusammen.

Die Verhältnisse werden noch komplizierter dadurch, daß naturgemäß jede jüngere Minerallösung, die in einen Erzgang eindringt, in der Lage ist, Teile der älteren Ausfüllung zu verdrängen, so daß schließlich ein Erzgang entstehen kann, der mit der ersten Ausfüllung nichts mehr gemein hat.

Alter und Zeitdauer der Spaltenbildung und das eventuell sehr verschiedene Alter der Ausfüllung bilden also zusammen diejenigen Teilmomente, die man als „Alter eines Erzganges" bezeichnet.

Benennung einiger Gangformen. Einer Erklärung bedürfen namentlich die häufig in der englischen Literatur für verschiedene Formen von Gängen und Hohlraumausfüllungen angewandten Ausdrücke.

Der Begriff „vein" ist im Englischen bei weitem nicht so eng gefaßt wie im Deutschen der Begriff „Gang", das Wort wird infolgedessen in vielen Fällen angewandt, wo man im Deutschen nicht den Ausdruck „Gang" gebrauchen darf.

Unter Chambered veins werden solche Gänge verstanden, die stellenweise große Ausweitungen in nicht löslichem Nebengestein zeigen. Sie dürften nach G. F. Becker dadurch entstehen, daß das Nebengestein kurz nach dem Aufreißen der Gangspalten an den betreffenden Stellen hereinbricht, nachdem es vorher vielleicht durch eine Torsion besonders zersplittert war.

Gash veins bilden sich durch auflösende Tätigkeit des Wassers von Schichtfugen und Querrissen aus. Sie haben gewöhnlich keine große einheitliche streichende Länge, sind ausschließlich an Kalk und Dolomit gebunden und finden sich infolgedessen hauptsächlich in der Gruppe der metasomatischen Lagerstätten, also entweder bei Blei-Zink- oder bei Spateisenvorkommen.

Die Pipe veins spielen in der englischen und amerikanischen Literatur ab und zu eine Rolle. In allen Fällen stellen sie schlot- oder schlauchartige Erzkonzentrationen dar, die die Schichten mehr oder weniger vertikal durchsetzen. Man gebraucht den Ausdruck sowohl bei Lagerstätten in Kalkgebieten, als auch bei anderen, so beispielsweise neuerdings bei den Zinnvorkommen Südafrikas, wo man die Beobachtung macht, daß die Zinnanreicherungszonen ähnlich den Diamantpipes — wenn auch flacher — mehr oder weniger geneigt in die Tiefe setzen.

Flats folgen im Gegensatz zu den pipe veins in bezug auf die Richtung der Bankung der Gesteine und sind auf Kalkgebiete beschränkt.

Einer besonderen Erörterung bedarf der Begriff der Kontaktgänge; viele Forscher wenden ihn auf solche gangförmigen Lagerstätten an, die an der Grenze eines Eruptiv- und eines Sedimentgesteins auftreten und Ausfüllungen von Hohlräumen darstellen, die sowohl dadurch entstanden sein können, daß hier eine Spalte aufriß als auch dadurch, daß zirkulierendes Wasser die Grenze lange Zeit als Weg benutzte und nach und nach Teile der Gesteine wegführte. Schließlich kann es sich auch um Kontraktionsspalten handeln, die, wie z. B. bei Beresowsk, bei der Erkaltung des Eruptivgesteins an dessen Grenze entstanden.

Seit der Aufstellung des Begriffs der kontaktmetamorphen Lagerstätten oder kurzweg Kontaktlagerstätten wendet man den Ausdruck „Kontakt" nur auf solche Vorkommen an, welche im engen Anschluß an die Eruptivprozesse durch kontaktmetamorphe Einwirkung entstanden sind (Bd. I, S. 344).

Es ist allgemein anerkannt, daß echte Kontaktlagerstätten auch Gangform haben können; das ist dann der Fall, wenn in der Kontaktzone Spalten offen blieben oder bei der Kontaktmetamorphose entstanden, die später durch die aus dem Magma austretenden Lösungen mit Erzen ausgefüllt wurden. Aus diesen Gründen empfiehlt sich dringend die Beschränkung des Begriffes „Kontaktgang" auf gangförmige Lagerstätten kontaktmetamorpher Entstehung.

Ueber die Anordnung der Gangspalten. Wir haben bereits auseinandergesetzt, daß es sich im allgemeinen bei der Entstehung von Gangspalten entweder um unregelmäßige Durchtrümerungen mit schnell wechselndem Streichen und Fallen, oder um auf größere Erstreckung einheitliche Spalten handelt. Die ersteren bilden beispielsweise die Stockwerke, können aber auch zur Entstehung von Netzgängen Veranlassung geben, wenn sie sich nicht allzu unregelmäßig verhalten. Im übrigen lehrt die Erfahrung, daß bei größeren Gängen selten nur eine Spalte aufreißt, sondern daß meist viele Spalten zu einem Gangsystem bezw. Gangzuge usw. vereinigt sind. Wenn man z. B. sagt, daß der Mother Lode in Kalifornien eine streichende Erstreckung von mehr als hundert Kilometern hat, so denkt man nicht an eine einheitliche Gangspalte von der angegebenen Länge, sondern der Lode besteht aus einer Anzahl von Spalten mit demselben Streichen, die sogar gegeneinander versetzt sind.

Im allgemeinen macht man die Erfahrung, daß ungefähr da, wo eine Gangspalte auskeilt, etwas weiter im Hangenden oder Liegenden eine neue beginnt, welche gleichsam die alte ablöst. Man tut deshalb gut, im Falle des Auskeilens größerer Gangspalten noch etwas in der alten Richtung aufzufahren und dann kurze Querschläge nach dem Hangenden und Liegenden zu treiben, um eventuell neu einsetzende Erzgänge zu finden.

Mitunter ist eine größere Anzahl von Spalten sehr verschiedenen Streichens zu einem eng zusammengehörigen Schwarm vereinigt. Diese Erscheinung ist im Siegerlande vielfach zu beobachten. Sie kommt dadurch zustande, daß nach den Untersuchungen Denckmanns hier im großen und ganzen Gräben vorliegen, deren Grenzspalten durch eine größere Anzahl von diagonalen Querspalten verbunden sein können. Berücksichtigt man dann lediglich die aus Spateisen bestehende Spaltenfüllung, wie das früher ausschließlich geschah, so bekommt man das bei oberflächlicher Betrachtung schwer verständliche, unregelmäßige Bild der Siegerländer Gangschwärme.

Die Häufung der Erzgänge in der Nähe wichtiger tektonischer Linien ist eine Erscheinung, die besonders die geologische Spezialaufnahme der Preußischen Geologischen Landesanstalt im Rheinischen Schiefergebirge nachgewiesen hat.

Durch ein und denselben tektonischen Vorgang bezw. Spaltenbildungsprozeß können auch in querschlägiger Richtung eine größere Anzahl von Spalten gleichzeitig entstehen. Sind sie parallel, so spricht man von

Parallelgängen, die häufiger auch im Fallen miteinander übereinstimmen, und wenn sie sich als Verwerfer erweisen, dann in tektonischer Beziehung Staffelbrüche darstellen.

Die Parallelität allein genügt aber nicht, um den Nachweis der Gleichaltrigkeit zu führen. Da die Spalten allgemein in den Linien des geringsten Widerstandes aufreißen, können dieselben Gebiete zu verschiedenen Zeiten in Mitleidenschaft gezogen werden.

Gehen Spalten von einem Zentrum aus, so bezeichnet man sie als Strahlengänge. Bei ihrer Entstehung können Torsionserscheinungen (Bd. II, S. 3) eine Rolle gespielt haben.

Verhalten mehrerer Gänge zueinander. Treten verschiedenaltrige Gänge nebeneinander auf, so kann sowohl der ältere das Streichen des jüngeren als auch der jüngere das Streichen des älteren beeinflussen.

Unter dem Scharen der Gänge versteht man die gegenseitige Vereinigung und Durchkreuzung, welche im Streichen entweder rechtwinklig oder spitzwinklig sein kann. Im ersteren Falle spricht man von einem Winkelkreuz, im letzteren von einem Scharkreuz.

Eine Durchkreuzung kann nun aber auch in der Fallrichtung bei gleichem Streichen vorkommen, wenn die Gänge aufeinander zufallen. Man spricht dann, da sich die Gänge im Fallen beeinflussen, von einem Durchfallungskreuz.

Das Schleppen der Gänge tritt dann ein, wenn eine neu aufreißende Gangspalte durch eine ältere derart beeinflußt wird, daß die jüngere eine Zeitlang der älteren folgt, sich aber dann wieder von ihr abwendet.

In all diesen Fällen sind in der Regel die Gänge verschiedenaltrig. Indessen kann es auch vorkommen, daß sich kreuzende Gänge gleichaltrig sind. Aber selbst wenn dieser Nachweis an der Gangfüllung geführt werden kann, so ist damit doch durchaus noch nicht gesagt, daß auch die Bildung der Spalten eine gleichzeitige war.

Zu unterscheiden von der Schleppung ist die bereits Bd. I, S. 48 unter Störungen der Gänge behandelte Gangablenkung, bei der das abgelenkte Stück entweder als einheitliche Spaltenfüllung oder als Trümerzone entwickelt sein kann. Als Ursache derartiger Ablenkungen kommen aber nicht nur Spalten, sondern auch die Verruschelungszonen und Ueberschiebungen in Betracht, die ja an und für sich, wie S. 2 auseinandergesetzt wurde, als Erzlagerstätten kaum irgendwo entwickelt sind. Die Ablenkung wird an und in ihnen durch ihre eigenartige strukturelle Zusammensetzung bewirkt, welche auffallend von derjenigen des Gesteins abweicht, in dem sie auftreten.

Die Junge Gold-Silbererzganggruppe.

Die hierhergehörigen Gänge führen zum großen Teil gleichzeitig Gold und Silber, seltener fast ausschließlich Gold bezw. Silber oder Silber mit Blei.

Für die Mehrzahl der Gold- und Silbererzgänge und zwar gerade viele der ausgedehntesten und reichsten ist das Auftreten in geologisch jungen, hauptsächlich tertiären Gebirgen in Verbindung mit zahlreichen Eruptivgesteinsdurchbrüchen charakteristisch. Zwischen den Lagerstätten und den Eruptivgesteinen bestehen die innigsten Beziehungen und Abhängigkeiten.

Gängen solcher Art begegnen wir in Europa in den Karpathen Ungarns und Siebenbürgens, in den von tertiären Eruptivgesteinen durchsetzten jungen Bergketten des südöstlichen Spaniens (Cartagena). Auch die Blei-Silbererzlagerstätte von Pontgibaud in Frankreich an der Westseite des großen tertiären Eruptivfeldes der Auvergne dürfte ebenfalls zu unserer Gruppe gehören. Weit verbreitet sind die Vorkommen in den ausgedehnten Ketten der südamerikanischen Anden, in Chile, Bolivien, Peru u. s. w., in den Bergketten Mexikos und in ihrer nördlichen Fortsetzung der Sierra Nevada und den Rocky Mountains mit dem zwischen ihnen liegenden Great Basin der Vereinigten Staaten. Sie finden sich schließlich hoch im Norden in Alaska. Gänge desselben Charakters treten in Japan und südlich davon an der Ostseite Asiens, außerdem in Sumatra, Borneo, Celebes und den Phillippinen auf.

Sie erreichen somit eine besondere Verbreitung in den jungen Gebirgsketten, die den Stillen Ozean im Osten und im Westen begrenzen. Vereinzelt liegt das tertiäre Goldgebiet von Hauraki auf Neuseeland.

Von besonderem Interesse ist das Fehlen dieser Ganggruppe in denjenigen tertiären Bergketten, welche nicht von jungen Eruptivgesteinsergüssen beeinflußt wurden, wie z. B. in den Alpen und den Pyrenäen.

Wie bereits im Band I auseinandergesetzt, unterscheiden sich die Jungen Gold-, Gold-Silber-, Silber- und Silber-Bleierzgänge nicht nur durch das geologische Alter und die Verknüpfung mit jungen Eruptivgesteinen von den Gängen der Alten Gold-, Silber- und Silber-Bleigruppe, sondern auch durch die Verknüpfung mit gewissen Umwandlungs- (Propylitisierungs-)zonen der Eruptivgesteine, an die sie im allgemeinen gebunden erscheinen. Uebrigens ist da wo man keine Handhabe zur Feststellung des geologischen Alters hat, der Unterschied zwischen beiden Ganggruppen, der jungen und der alten, nicht immer scharf, wenn auch in mineralogischer Beziehung das Vorwalten von Sulphosalzerzen für die jungen Gänge in vielen Fällen charakteristisch ist. Entscheidend bleibt aber nicht nur ein einzelnes Moment, sondern stets die Gesamtheit aller Erscheinungen bei der Einordnung eines Ganges in eine der beiden fraglichen Gruppen.

F. v. Richthofen war der erste (Literatur siehe Ungarn und Comstock), der die Einteilung in eine Junge und Alte Ganggruppe vorschlug, ihm folgten zahlreiche andere Forscher wie Sueß in der „Zukunft des Goldes" (1877) und „des Silbers" (1892), Vogt in der Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 485, 1898, S. 388, Lindgren, Ransome, Spurr u. a.

Die Beziehung der Jungen Silber-Goldgänge zu den Jungen Eruptivgesteinen. Die räumliche und genetische Verknüpfung zwischen den Gängen und jungen, meist miozänen, gelegentlich auch alttertiären und vielleicht sogar vereinzelt spätkretazäischen Eruptivgesteinen wird in den sämtlichen Erzprovinzen beobachtet. Die Erzgänge finden sich vorzugsweise in vulkanischen Schlotfüllungen und den sogenannten Necks, aber auch in dem diesem unmittelbar benachbarten älteren Nebengestein. Seltener sind sie in den weiter von den Stilen entfernten Teilen der Eruptivdecken.

Die in Betracht kommenden Eruptivgesteine sind in den meisten Fällen Andesite oder Dacite, häufig auch Rhyolithe, bisweilen Trachyte und sogar Phonolithe (Cripple Creek), sehr selten dagegen Basalte. In Gebieten mit besonders starker Erosion oder bei in sehr großer Tiefe bauenden Gruben zeigen diese Eruptivgesteine hier und da eugranitische Struktur, sind also als Tiefengesteine erstarrt; wir verweisen in dieser Beziehung auf die Beschreibungen des Hodritzer Tals bei Schemnitz, von Comstock, Cripple Creek u. s. w.

Während sich bei den Zinnstein- und den Apatitgängen die konstante Verknüpfung mit sauren bezw. basischen Eruptivgesteinen nachweisen läßt, zeigen die Jungen Gold-Silbergänge keine derartige Abhängigkeit, sie stehen vielmehr in enger Beziehung zur gesamten eruptiven Tätigkeit und sind häufig mit petrographisch sehr verschiedenen Gesteinen verknüpft, die allerdings aus einem und demselben Hauptmagmaherd herstammen dürften (siehe die Beschreibungen von Schemnitz-Kremnitz, Siebenbürgen, Cartagena, Cripple Creek, Goldfield, Tonopah u. s. w.).

Wenn auch W. Moericke[1]) bei den Gold-, Silber- und Kupferlagerstätten Chiles die Regel aufstellen konnte, daß die Silbergänge vorzugsweise an basische, die Goldgänge dagegen an saure Eruptivgesteine geknüpft sind, so hat sich doch kein zweites Beispiel dieser Art gefunden.

Die Jungen Silber- und Goldgänge durchsetzen in der Regel alle zur selben Eruptionsepoche gehörigen Eruptivgesteine; ihre Bildung gehört also einer sehr späten Phase der eruptiven Tätigkeit an.

Ab und zu wird ein Erzgang von noch jüngeren Eruptivgesteinen durchquert oder die Erzgänge finden sich, wie z. B. in Schemnitz und bei Pachuca in Mexiko, nicht in den allerjüngsten tertiären, wohl einer besonderen Eruptionsepoche angehörigen Deckengesteinen. In sel-

[1]) W. Moericke, Die Gold-, Silber- und Kupfererzlagerstätten in Chile und ihre Abhängigkeit von Eruptivgesteinen. Freiburg i. B. 1897.

tenen Fällen (z. B. bei Tonopah in Nevada) sind die verschiedenen Eruptivgesteine von verschiedenen Erzgangbildungen begleitet.

Bei einer großen Anzahl von Gruben trifft man in der Nähe der Erzgänge rezente Thermen oder Gasexhalationen der verschiedensten Art an, die als die letzten Aeußerungen bezw. Nachklänge der eruptiven Tätigkeit aufzufassen sind, vereinzelt treten solche auf den Gängen selbst auf. Bekannt ist das Beispiel des Comstock Lode, auf dem das Anfahren gewaltiger Wassermengen von 75° Wärme in einer Tiefe von 900 m den Bergbau zum Erliegen brachte. Eine ähnliche heiße Quelle fand man in der Smuggler Union Mine bei Telluride, Colorado, bei 600 m Tiefe. In den Gruben von Cripple Creek und Tonopah sowohl als bei Mazarron und Pontgibaud hat der Bergmann bisweilen gegen Kohlensäureexhalationen (Mofetten) zu kämpfen; mitunter (Mazarron) soll allerdings die vulkanische Entstehung der Kohlensäure fraglich sein.

Die enge Beziehung zwischen den Erzvorkommen und vulkanischen Vorgängen ergibt sich bei einigen Lagerstätten auch aus der auffallend starken Temperaturzunahme nach der Tiefe der Gruben, die bei weitem die normale überschreitet (Comstock, Tonopah).

Der Absatz des Erzes in Beziehung zur Erdoberfläche. Die meisten der hierher gehörigen Erzgänge dürften sich in der mittleren Tertiärzeit gebildet haben. Seitdem hat die Erosion abtragend gewirkt, wenn auch bei weitem nicht in dem Maße wie bei Erzvorkommen, die in archäischer, paläozoischer oder mesozoischer Zeit entstanden.

Ransome (1909) schätzt die Mächtigkeit der Abtragung im Goldfield von Nevada und zusammen mit Lindgren (1906) diejenige von Cripple Creek auf höchstens 300 m. Wenn auch diese Zahlen für jeden hierher gehörigen Gangdistrikt verschieden sein dürften, so scheint es sich doch im allgemeinen nur um verhältnismäßig geringe Beträge zu handeln.

Die Tiefe der hierher gehörigen Gruben ist nur äußerst selten größer als 750 m, so daß man die Lagerstätten im ganzen bis zu höchstens etwa $^5/_4$ km unter der „Erdoberfläche zurzeit der Erzbildung" kennt. Bedenkt man im Gegensatz hierzu, daß z. B. die Silbergruben von Kongsberg in Norwegen in einer Tiefe von etwa 3—5 km unter der Erzbildungserdoberfläche ausgebeutet werden, so ergibt sich, daß der mineralogische Charakter verschiedener Ganggruppen, deren Entstehung sehr verschiedenaltrig ist, nur unter Berücksichtigung der primären Teufen verglichen werden kann.

Bei vielen tertiären Erzganggebieten, wie z. B. bei Goldfield in Nevada (Ransome 1909), Cripple Creek in Colorado (Lindgren und Ransome 1906), Potosi in Bolivia (Steinmann 1910), Mazarron in Spanien (Pilz 1905 und 1906), wird besonders hervorgehoben, daß die Zahl der Erzgänge an der heutigen Erdoberfläche viel größer ist als in einer Tiefe von 400—500 m.

In der Nähe der jetzigen Tagesoberfläche, das sind also einige 100 m

unter der Oberfläche zurzeit der Entstehung der Gänge, füllen die Erze in einigen Gebieten hauptsächlich Kontraktionsklüfte des Eruptivgesteins aus, während in größerer Tiefe vorzugsweise tektonische Spalten in Frage kommen.

Aber auch in Distrikten mit ausschließlich tektonischen Spalten kann man die Abnahme ihrer Anzahl nach der Tiefe beobachten. Diese Erscheinung dürfte mit dem Widerstande zusammenhängen, den die spaltenbildende Kraft mit zunehmender Tiefe fand.

Die Propylitisierung. Das Nebengestein der Erzgänge ist (siehe Bd. I, S. 123) fast durchgängig mehr oder weniger und zwar häufig in großer Breite umgewandelt (siehe z. B. Karte von Comstock Bd. II, Fig. 8 u. 9). Diese Erscheinung ist um so auffallender, als sie sich bei den Lagerstätten der verschiedensten Gebiete in derselben Weise wiederholt. Interessant ist, daß sie nicht immer mit einer Erzführung verknüpft zu sein braucht, sondern daß man sie auch da antrifft, wo die Gangspalten entweder ganz oder fast ganz erzleer sind (siehe z. B. Karte von Goldfield in Nevada Bd. II, Fig. 14).

Von der Umsetzung wurden nicht nur die mit den Gängen genetisch verknüpften Andesite, Dacite, Rhyolithe, Trachyte, Phonolithe (Cripple Creek), Syenite (Cripple Creek) und Diorite (Hodritz bei Schemnitz) beeinflußt, sondern auch die älteren zufälligerweise im Erzgebiete auftretenden und von Gängen durchsetzten Gesteine, wie z. B. der jurassische Melaphyr bei Boicza in Siebenbürgen (nach Semper) und der präkambrische Granit von Cripple Creek (nach Lindgren und Ransome).

Bekanntlich wurde der derart umgewandelte Andesit der karpathischen Vorkommen in den 1860er Jahren von F. v. Richthofen als ein selbständiges Eruptivgestein aufgefaßt, welches nach seiner Meinung das älteste oder erste Glied der tertiären Eruptiven darstellte und von ihm daher als Propylit bezeichnet wurde. Diesen Namen hat man für derartige Umwandlungsformen der Gesteine beibehalten, auch nachdem der Nachweis erbracht war, daß es sich nur um eine sekundäre Umbildung der verschiedensten Gesteine handelt.

Die Umsetzung ist in den verschiedenen Distrikten nicht immer gleichmäßig.

Sehr verbreitet ist der eigentliche Propylit, der nach Rosenbusch eine pathogene Umwandlungsstufe namentlich von Andesit oder Andesit-Dacit darstellt. Das ursprüngliche Gestein ist gebleicht, mürbe geworden und mehr oder minder reich an imprägniertem Schwefelkies. Daneben entstanden als neue Mineralien besonders Chlorit und Sericit, Kalkspat, Epidot, oft auch Quarz, Adular u. a. m.; gelegentlich spielt auch Kaolin eine Rolle.

Bemerkenswert ist hier, daß viele der weiß und tonig erscheinenden Bildungen, die man früher für Kaolin hielt, auf Grund neuerer Untersuchungen sich als Sericit erwiesen haben.

Die Eisen-Magnesiumsilikate (Augit, Hornblende, Biotit u. s. w.)

werden bei der Propylitisierung früher zersetzt als die Feldspäte. Sie sind Ausgangsmaterial vorzugsweise für die Neubildung von Chlorit, aber auch für Kalkspat, Epidot, etwas Quarz u. s. w. Als Umrandung und Einschluß in den Eisen-Magnesiumsilikaten, häufig auch an Stelle des ursprünglichen Magnetits tritt Schwefelkies auf, dessen Eisengehalt aus den ursprünglichen Mineralien herstammt, während der Schwefel durch die Minerallösung in Form von Schwefelwasserstoff oder Schwefelalkalien zugeführt wurde. Die Feldspäte sind meist zu Sericit umgesetzt, untergeordnet bilden sich hier Kalkspat, Epidot, Quarz, Kaolin u. a.

Die Quarzdihexaeder der Dacite sind gelegentlich infolge ihrer Widerstandsfähigkeit in dem Propylit frisch erhalten.

Zur näheren Erläuterung des Unterschiedes zwischen den frischen und den propylitisierten Gesteinen dienen die folgenden Analysen. Die SiO_2- und die Al_2O_3-Mengen sind bei nicht besonders weitgehender Umwandlung im allgemeinen nicht stark verschoben. Durchgängig ist etwas MgO (mit MnO), häufig auch etwas P_2O_5 und TiO_2 fortgeführt. Gelegentlich ist die CaO-Menge verringert, häufig aber auch infolge der Neubildung von Kalkspat gestiegen. Die Na_2O-Menge hat durchgängig abgenommen. Die K_2O-Menge ist meist gestiegen wegen der Neubildung von Sericit oder Adular, bisweilen ist sogar die Zufuhr von K_2O recht beträchtlich. Wenn auch die Propylite ohne Ausnahme ziemlich viel Schwefelkies enthalten, so ist die absolute Eisenmenge des Gesteins in der Regel gesunken.

Wegen der Fortführung mehrerer Basen ist die SiO_2-Menge mitunter verhältnismäßig nicht unwesentlich gestiegen und bisweilen entsteht ohne SiO_2-Zufuhr, ausschließlich durch die Entfernung der Basen ein poröses, wesentlich aus Kieselsäure (Quarz) bestehendes Gestein.

	Hornblende-Andesit			Hornblende-Dacit		
	frisch	umgewandelt		frisch	umgewandelt	
	1a	1b	1c	2a	2b	2c
SiO_2 . . .	57,42	57,99	58,98	63,45	61,78	76,61
Al_2O_3 . . .	17,61	17,59	11,21	15,26	14,89	8,31
Fe_2O_3 . . .	2,34	1,56	1,45	2,28	2,08	1,08
FeO . . .	3,77	2,37	2,42	3,01	2,51	0,59
FeS_2 . . .	—	1,42	3,13	—	0,65	3,59
MnO . . .	0,43	0,21	0,11	0,36	0,28	0,11
MgO . . .	2,19	2,01	1,43	1,29	1,08	0,51
CaO . . .	5,69	5,45	8,11	3,44	3,16	3,61
Na_2O . . .	3,22	1,98	0,61	2,21	2,18	0,29
K_2O . . .	1,94	1,65	3,93	1,78	3,68	1,98
H_2O . . .	3,47	3,45	3,69	4,00	4,94	1,51
TiO_2 . . .	0,68	0,51	0,11	0,75	0,69	0,28
P_2O_5 . . .	0,31	0,35	0,06	0,29	0,30	0,11
CO_2 . . .	0,95	3,89	4,69	1,08	2,01	1,87
Summe	100,02	100,43	99,93	99,20	100,23	100,45

Das Material stammt aus dem Hauraki-Goldgebiet auf Neuseeland (nach Finlayson, Econ. Geol. IV, 1909) und zwar: 1 von Thames, 2 von Waiki. — 1a, 2a sind die frischen; 1b, 2b die teilweise und 1c, 2c die fortgeschrittener umgewandelten Gesteine.

	Latit-Phonolith		Granit	
	frisch	umgewandelt	frisch	umgewandelt
SiO_2 . . .	59,38	56,74	66,20	59,58
Al_2O_3 . . .	19,47	20,30	14,33	16,00
Fe_2O_3 . . .	1,60	1,06	2,09	0,30
FeO . . .	1,19	—	1,93	0,65
FeS_2 . . .	—	4,65	0,12	4,78
MgO . . .	0,36	0,23	0,89	0,03
CaO . . .	1,96	0,57	1,39	2,03
Na_2O . . .	7,80	0,62	2,58	0,98
K_2O . . .	5,83	13,36	7,31	11,93
H_2O . . .	0,80	1,48	1,31	1,13
TiO_2 . . .	0,58	0,58	0,65	0,75
P_2O_5 . . .	0,08	0,25	0,25	0,32
SO_3 . . .	0,37	—	—	—
Cl	0,22	—	—	—
CO_2 . . .	—	—	0,36	0,26
Summe	100,05	100,10	99,74	99,66

Das Material stammt von Cripple Creek (nach Lindgren und Ransome, 1906). — Die propylitisch umgewandelten Gesteine enthalten hier schon viel Sericit neben Adular.

Anderseits trifft man ab und zu — so an der Csetatye bei Verespatak in Siebenbürgen — eine erhebliche Zufuhr von Kieselsäure, welche zur Verkieselung führt. Annähernd ähnliche Verhältnisse liegen bei Tonopah in Nevada vor, wo das Nebengestein in der Nähe der Erzgänge lokal in überwiegend Quarz mit etwas Sericit und Adular umgewandelt wurde, während in weiterer Entfernung namentlich Kalkspat mit etwas Sericit entstand (Spurr a. a. O. 1905).

Die Propylitisierung wurde zuerst eingehend von G. F. Becker (1883) bei dem Comstock Lode und von Béla v. Inkey bei Nagyag (1885) erforscht; wir verweisen diesbezüglich außerdem auf den betreffenden Abschnitt von W. Lindgren in seiner Abhandlung über „Metasomatic Processes in Fissure Veins" (Genesis of Ore Deposits, Amer. Inst. Min. Eng. XXX und XXXI, 1902), auf Spezialbeschreibungen der letzten Jahre von Lindgren, Ransome, Spurr u. s. w. über Cripple Creek, Goldfield, Tonopah und andere nordamerikanische Gold-Silberlagerstätten, desgleichen von Finlayson über Hauraki.

Abgesehen vom Propylit — im strengen Sinne des Wortes — gibt es in einigen Fällen auch andere Umwandlungsprodukte analoger Entstehung. So tritt bisweilen zu beiden Seiten an den Erzklüften und Gesteinsspalten ein pathogenes Gestein auf, welches sich durch Reichtum an Sericit und Kalkspat auszeichnet. In anderen Fällen ist das erstgenannte Mineral mit Kaolin vergesellschaftet und schließlich gibt es einige Lagerstätten, wo sich im Nebengestein reichliche Mengen von Kaolin und Alunit ($K_2O . Al_2O_3 . 4\ SO_3 . 6\ H_2O$) gebildet haben. Mit der Entstehung des letztgenannten Minerals beschäftigt sich eine kürzlich

erschienene besondere Abhandlung von R a n s o m e[1]) und seine Spezialbeschreibung des Goldfielddistriktes[2]).

Auf Grund chemischer Analysen der Gesteine (I a und II a) und von Bestimmungen des spezifischen Gewichtes sowie der Porenquantität enthalten 100 ccm des betreffenden frischen Dacits und des umgewandelten Gesteins (I b und II b) folgende Bestandteile:

	Gesteinsanalysen		Inhalt in Gramm in 100 ccm Gestein	
	Frisch I a	Umgewandelt II a	Frisch I b	Umgewandelt II b
SiO_2	59,95	60,53	160,07	151,27
Al_2O_3	15,77	15,32	42,11	38,27
Fe_2O_3	3,34	0,20	8,91	0,50
FeO	2,34	0,14	6,23	0,35
FeS_2	0,00	7,20	0,00	18,00
MgO	2,73	0,06	7,38	0,15
CaO	5,84	0,41	15,57	1,02
Na_2O	3,07	0,84	8,21	2,09
K_2O	2,52	1,06	6,73	2,64
H_2O unterhalb 110°	0,95	1,33	2,55	3,31
H_2O oberhalb 110°	2,00	6,60	5,34	16,49
TiO_2	0,82	0,80	—	—
ZrO_2	0,02	0,01	—	—
CO_2	0,00	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	0,26	0,27	—	—
SO_3	0,00	5,97	0,00	14,91
F	0,00	Spur	—	—
MnO	0,09	Spur	—	—
BaO	0,11	0,06	—	—
SrO	0,13	—	—	—
Summe	99,94	100,80	263,00	249,00

Das umgewandelte Gestein (II a oder II b) besteht aus

49,38 Proz.	Quarz	7,20 Proz.	Schwefelkies
23,99 „	Kaolin	2,53 „	Wasser
15,73 „	Alunit	1,17 „	Sonstiges.

In einigen Proben wurde noch Diaspor nachgewiesen.

Die Quarz-Alunitmasse bildet bisweilen Pseudomorphosen nach primärem Feldspat. — Bei der Umwandlung wurden etwas SiO_2 und Al_2O_3, sehr viel Alkali und fast die ganze Menge CaO und MgO sowie etwas Eisen fortgeführt, während die Hauptmasse des Eisens zur Bildung von Schwefelkies verwandt wurde. (Ueber die Alunitbildung von Mazarron siehe S. 44.)

Die Propylitisierung — und zwar nicht nur im strengen Sinne des Wortes, sondern auch die Umwandlungen in Sericit-Kalkspat, Quarz-Kaolin-Alunit u. s. w. — unterscheidet sich, wie L i n d g r e n eingehend

[1]) F. L. R a n s o m e, The Association of Alunite with Gold in the Goldfield Distrikt, Nevada. Econ. Geol. II, 1907.

[2]) 1909 a. a. O.

bewiesen hat, in charakteristischer Weise von der Oberflächenverwitterung und läßt sich nur durch Einwirkungen von auf Gangklüften emporsteigenden Thermen erklären. Die Lösungen durchtränkten das zerklüftete und häufig etwas poröse Nebengestein und konnten daher eine Umbildung in einer Breite von zum Teil 1 km und darüber zu beiden Seiten der Erzgänge bewirken. Bei flach liegenden Gängen ist das Hangende häufig stärker umgewandelt als das Liegende, weil die Wasser namentlich auf den Klüften im Hangenden empordrangen. (Siehe die Karte und das Profil von Comstock, Bd. II, Fig. 8 u. 9.)

Wohl ausnahmslos entstand aus dem Eisengehalt des ursprünglichen Gesteins etwas Schwefelkies mit Hilfe des Schwefelgehaltes, der sich in den aufsteigenden Thermen entweder in Form von Schwefelwasserstoff oder von Schwefelalkali befand. Die oft reichliche Neubildung von Karbonaten läßt auf einen in vielen Fällen sehr hohen Gehalt an Kohlensäure in den Thermen schließen; bei anderen Gängen fehlt sie freilich ganz oder ist nur gering. Die gelegentlich bedeutende Zufuhr von Kali deutet auf einen oft recht hohen Kaligehalt der Schwermetalllösungen hin. Die oben skizzierte Neubildung von Alunit und von Gips beruht auf der Wirkung eindringender Schwefelsäure, die nach Ransome mutmaßlich durch Oxydation des Schwefelwasserstoffes der Lösungen infolge der auf den Spalten des Gesteins von oben niedersinkenden Luft entstand. Bisweilen kann sich auch schweflige Säure in ähnlicher Weise gebildet haben.

In vielen Fällen sind abbauwürdige Erze in den Propylit eingewandert.

Ueber die Gangmineralien. Das verbreitetste Gangmineral sowohl auf den Jungen Gold- und Gold-Silber- als auch auf den Jungen Silber- und Silber-Bleigängen ist der Quarz, der hier und da von Chalcedon und ausnahmsweise von Opal begleitet wird. Untergeordneter findet man in der Regel in geringer Menge Kalk- und seltener Dolomitspat. Spateisenstein tritt in einigen Gängen Südostspaniens, z. B. in Mazarron, reichlich auf. Schwerspat ist ziemlich häufig, findet sich aber meist nur in geringen Mengen. Nicht selten trifft man Manganspat (Ungarn, Nordamerika, Mexiko, Japan) und andere Manganverbindungen wie Rhodonit ($MnSiO_3$) (Kapnik, Verespatak, auf mehreren Lagerstätten in Mexiko und auf den tertiären Silbergängen in der Nähe von Butte in Montana) oder Manganblende (Nagyag, Kapnik u. s. w.). Adular (Valencianit) tritt hier und da auf[1]. Zeolithe sind auf diesen Gängen ziemlich selten.

Flußspat fehlt in den meisten Gebieten sowohl auf den Gängen selbst wie in dem propylitisierten Nebengestein völlig, ebenso andere Fluor- und Chlorverbindungen, mit Ausnahme der posthumen Erze (Silberchlorid u. s. w.), die auf die Nähe der Oberfläche beschränkt sind. Das beweist, daß Fluor und Chlor ebenso wie Bor bei der Bildung der hier behandelten Gänge keine Rolle gespielt haben.

Auffallend ist das ausnahmsweise Vorkommen von Flußspat in dem

---

[1]) Lindgren, Orthoklas a Gangue Mineral. Amer. Journ. Sc. V, 1898; U. St. Geol. Surv. 20th Ann. Rep. 1900.

überaus reichen Goldtellurganggebiete von Cripple Creek in Colorado, wo die Gangmineralien aus annähernd 60 Proz. Quarz, 20 Proz. Flußspat und 20 Proz. Dolomitspat bestehen. Etwas Flußspat findet sich auch mit Ged. Gold und wenig Tellurgold auf den Quarzgängen der Juditberge in Montana[1]).

Auf den bekannten tertiären Goldtellurgruben von Siebenbürgen fehlt im Gegensatz hierzu Flußspat ebenso wie auf den großartigen westaustralischen Tellurgoldgängen. Fluor und Tellur sind demnach auf den hier besprochenen Erzgängen nicht gesetzmäßig vergesellschaftet. Das fast vollständige Fehlen des Flußspates haben übrigens die Jungen Goldgänge mit den Alten gemein. Bemerkenswert dagegen ist das häufige Vorkommen des Flußspats auf den Alten Silbererzgängen, während dies Mineral auf den Jungen Silbergängen nicht oder nur ganz ausnahmsweise vorhanden ist.

Ueber die Erze und das Verhältnis zwischen Gold und Silber. Auf den Alten Gold- und den Alten Silber- und Silber-Bleigängen erscheinen die beiden Edelmetalle in der Regel getrennt. Wenn auch Silber auf den Alten Goldgängen immer in geringer Menge vorkommt, so trifft man doch selten mehr als ein Fünftel bis ein Drittel der Goldmenge an, und anderseits ist auf den Alten Silber- und Silber-Bleigängen ein eventueller Goldgehalt stets außerordentlich gering. In Kongsberg kommen beispielsweise auf einen Teil Gold rund 10 000 Teile Silber und bei Freiberg auf 1 Teil Gold 5000—10 000 Teile Silber[2]).

Auf den Jungen Goldgängen dagegen finden wir auffallend oft — in Ungarn und an vielen Stellen im Great Basin der Vereinigten Staaten, in Mexiko, in Südamerika, Japan, Sumatra und an anderen Orten — ein mittleres Gemisch der beiden Edelmetalle derart, daß beide von wirtschaftlicher Bedeutung sind. Auf einigen ungarischen Gruben gestaltet sich das Verhältnis[3]) wie folgt:

	1 Teil Gold auf		Teile Silber		
Siebenbürgen	Nagyag, Muczari, Verespatak	ca.	1	Teil	Silber
	Boicza	„	$1\frac{1}{2}$—2	Teile	„
	Ruda	„	2—3	„	„
	Kajanel, Hauptgang	„	10	„	„
Karpaten	Kreuzberg	„	10	„	„
	Borsabanya	„	10—12	„	„
	Nagybanya	„	2—2,5	„	„
	Veresvir	„	25—30	„	„
	Felsöbanya	„	50—60	„	„
	Kapnik	„	100	„	„
	Alt-Rodna	„	150	„	„
	Kremnitz	„	2,5—5	„	„
	Schemnitz, durchschnittlich	„	50	„	„
	Schemnitz, einige Gänge	„	6—8	„	„

[1]) Weed and Pirsson, U. St. Geol. Surv. 18th Ann. Rep. III, 1896—97, S. 445—614.

[2]) Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 389.

[3]) Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 388, und die späteren Ergänzungen.

Aus einigen außereuropäischen Erzgebieten sind beispielsweise folgende Verhältnisse bekannt geworden:

Nevada	Comstock	1	Gold auf	22,5	Silber
	Tonopah	1	„ ca.	100	„
Colorado	Custer Co.	1	„ „	45	„
	Clear Creek	1	„ „	80	„
	Rico Mountains	1	„ „	125	„
	Owyhee, Idaho	1	„ „	35	„
	Japan, zahlreiche Gänge	1	„ „	5—100	„
	Redjang Lebong (Sumatra)	1	„ „	10	„

Nach diesem Edelmetallverhältnis lassen sich die Gänge der Jungen Gold-Silbergruppe wie folgt einteilen:

1. Eigentliche Goldgänge, mit wenig Silber, wie Cripple Creek (1 Gold auf $^1/_{10}$ Silber), Goldfield (1 Gold auf $^1/_7$ Silber) und viele Gänge in Nord-, Zentral-, Südamerika, Neuseeland u. s. w.

2. Gold-Silbergänge, die überaus reichlich vertreten sind.

3. Eigentliche Silbererzgänge, die man besonders reichlich in Mexiko und an vielen Stellen in den Vereinigten Staaten, Südamerika u. s. w. findet.

Auf einigen der Jungen Goldgänge tritt das Gold im primären Zustande ausschließlich oder zum wesentlichen Teil in Form von Tellurgoldverbindungen auf. Berühmt ist in dieser Beziehung in Siebenbürgen Nagyag mit ausschließlich Tellurgold ohne primäres Gediegen Gold. Dagegen führen andere siebenbürgische Gänge gleichzeitig Tellurgold und Gediegen Gold, während die meisten derselben Gediegen Gold ohne Tellurgold aufweisen. Noch wichtiger sind die reichen Tellurgoldgänge von Cripple Creek in Colorado und diejenigen im Boulderdistrikt nördlich und im Telluridedistrikt südwestlich von Cripple Creek. Der Anzahl nach stehen jedoch in Colorado an erster Stelle die Ganggebiete mit ausschließlich Gediegen Gold. Tellurgold tritt auch in Gängen in den Black Hills in Süddacota auf.

In ganz besonders reichlicher Menge findet man Tellurgold in Westaustralien, wo übrigens das Alter der die Gänge begleitenden Eruptivgesteine noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte.

Wenn auch Tellurgold bei den Jungen Goldgängen an vielen Stellen eine hervorragende Rolle spielt, so kommt doch in den meisten Gebieten das Gold auf den Gängen an Schwefelkies gebunden oder als Gediegen Gold vor.

Goldseifen im Anschluß an die Jungen Goldgänge spielen nur eine untergeordnete Rolle. Wir verweisen auf die diesbezüglichen Bemerkungen unter „Vereinigte Staaten“.

Selen findet sich ziemlich reichlich auf den Gängen von Tonopah in Nevada (1 Gold auf 100 Silber) und außerdem bei Redjang Lebong auf Sumatra (1 Gold auf 10 Silber), ist auch sonst in geringer Menge nicht selten nachgewiesen. (Ueber die Vertretung von Tellur durch Selen in den Tellurgolderzen siehe „Golderze“, Bd. I, S. 73.) Auch auf den Alten Gold-Silbergängen kommt Selen gelegentlich vor (siehe hierüber und über die Gold-Wismut-Selengänge bei Fahlun Bd. I, S. 157 und 310).

Das Silber tritt hauptsächlich in Form von Sulphosalzen (Rotgiltigerz, Stephanit, Polybasit, Fahlerz u. s. w.) oder als Silberglanz auf; hier und da kommt allerdings auch Gediegen Silber primär vor.

Die edlen Gold- und Silbererze sind auf den Jungen Gängen mit etwas Schwefelkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz und oft auch mit mehreren Arsen-, Antimon- und Wismutmineralien vergesellschaftet. Auf den Jungen Silber-Bleigängen ist silberhaltiger Bleiglanz reichlich vertreten.

Nickel- und Kobalterze finden sich dagegen nur äußerst spärlich. Bezüglich Zinn verweisen wir auf den Abschnitt über Bolivien.

Die Metallkombination der Jungen Gold-Silbergänge unterscheidet sich von derjenigen der Alten dadurch, daß sie im allgemeinen verhältnismäßig mehr Sulphosalze (Stephanit, Polybasit u. s. w.) und andere Arsen- und Antimonmineralien und ausnahmsweise sogar Zinnmineralien enthält.

Ueber die Einteilung in Gangformationen. Die Jungen Edelmetallgänge können in eine ganze Anzahl von Untergruppen oder Gangformationen eingeteilt werden. Je nach der Art der Mineralführung sind folgende zu unterscheiden:

1. Tellurgold mit Quarz, Karbonspat (Dolomit) und viel Flußspat (Beispiel: Cripple Creek).

2. Tellurgold mit Kalkspat, Manganspat, Quarz u. s. w., aber ohne Flußspat (Beispiel: Nagyag).

3. Mischung von Tellurgold und Gediegen Gold auf denselben Quarzgängen (Beispiel: Offenbanya).

4. Gediegen Gold ohne Tellurgold, meist mit etwas Silbererz und einer geringen Menge anderer Erze. Es sind hauptsächlich durch die übliche Propylitisierung ausgezeichnete Quarzgänge (Beispiele: Kremnitz, viele Gänge in Siebenbürgen, zahlreiche Gänge in den Vereinigten Staaten, El Oro u. a. in Mexiko, ferner viele Gänge in Südamerika, Japan, Sumatra u. s. w.). Einige dieser Gänge führen etwas Selen, neben dem man dann Spuren von Tellur nachweisen kann.

5. Gediegen Gold ohne Tellurgold mit wenig Silber und wenig anderen Erzen in Quarzgängen, die durch die Umbildung des Nebengesteins in Alunit und Kaolin gekennzeichnet sind (Beispiel: Goldfield in Nevada).

6. Gold-Silbergänge, welche die beiden Edelmetalle dem Werte nach in annähernd gleicher Menge führen und wenig Bleiglanz, aber häufig etwas Arsen, Antimon u. s. w. enthalten. Hauptgangmineral ist Quarz (Beispiele sind zahlreich; am berühmtesten ist der Comstock Lode in Nevada). Bei Tonopah tritt relativ viel Selen auf.

7. Gold-Silber-Bleigänge mit beiden Edelmetallen, dem Werte nach annähernd im gleichen Verhältnis, dabei mit ziemlich viel Bleiglanz und anderen Erzen; Gangart ist Quarz (Beispiel: einige Gänge im Schemnitzer Gebiet; sie sind aber auch sonst im allgemeinen häufig).

8. Edle Silbererzgänge mit wenig Gold und wenig Bleiglanz. Hauptsächlichstes Gangmineral ist Quarz (Beispiele: zahlreiche Gänge in Mexiko; sie sind aber auch sonst stark vertreten).

9. Blei-Silbererzgänge mit wenig Gold, aber mit ziemlich viel Bleiglanz. Gangmineral ist hauptsächlich Quarz (Beispiel: einige Gänge im Schemnitzer Gebiet, zahlreiche Vorkommen in Mexiko und Südamerika).

10. Bleiglanzgänge mit relativ geringem Silbergehalt (1—3 kg pro Tonne) und so gut wie frei von Gold (Beispiel: Mazarron in Spanien; hier ist Spateisenstein als Gangmineral charakteristisch).

11. Edle Silbererzgänge mit verhältnismäßig viel Kupfer (Beispiel: El Pasco in Peru).

12. Edle Silbererze mit charakteristischer Begleitung von Zinnerzen (Beispiele: Gänge in Bolivien).

Würde man das mehr oder minder reichliche Auftreten von Kalkspat und Schwerspat neben Quarz berücksichtigen, so könnte man noch andere Untergruppen oder Gangformationen unterscheiden.

In mineralogischer und metallurgischer Beziehung weichen alle diese Formationen im relativen Verhältnis zwischen Gold, Silber, Blei neben Kupfer, Zink, Zinn u. s. w. stark voneinander ab. Man darf indessen auf dieses Verhältnis nicht zu großes Gewicht legen, da einerseits häufig innerhalb ein und desselben eng begrenzten Erzgebietes die Gänge in bezug auf die Metallkombination nicht unwesentlichen Schwankungen unterliegen, anderseits dicht beieinander die verschiedensten Gangformationen auftreten können. In dieser Beziehung ist der Schemnitzer Bezirk besonders interessant. Trotz aller Verschiedenheit der vielen Gangformationen dürften hier sämtliche Erzgänge doch im großen und ganzen durch dieselben chemisch-geologischen Vorgänge entstanden sein.

Besonders bemerkenswert ist hierbei, daß die innerhalb unserer Metall-Provinzen auftretenden geologisch zusammengehörigen, örtlich begrenzten Erzgebiete sich in mineralogischer und metallurgischer Beziehung oft recht weit voneinander entfernen. So sind z. B. in Siebenbürgen die Gänge mit:

1. Tellurgold,
2. Tellurgold und Gediegen Gold, und
3. Gediegen Gold ohne Tellurgold, aber mit etwas Silbererz recht verschieden voneinander.

In dem Schemnitz-Kremnitzer Gebiet, in dem die beiden Hauptbergstädte nur 25 km voneinander entfernt sind, kennen wir eine Reihe verschiedener Gangformationen (Nr. 4, 7 und 8). Aehnlich liegen die Verhältnisse bei Colorado (Nr. 1, 3, 4, 6 und 7). Die zwei geologisch so nahe stehenden, aber in bezug auf das Edelmetallverhältnis und die Umbildung des Nebengesteins nicht unwesentlich verschiedenen Erzgebiete von Goldfield (Nr. 5 mit $^1/_7$ Silber auf 1 Gold) und Tonopah in Nevada (Nr. 6 mit 100 Teilen Silber auf 1 Teil Gold) liegen nur 45 km voneinander entfernt. Die Zahl der Beispiele, wo geologisch, mineralogisch und metallurgisch sehr verschieden erscheinende Formationen sich in geringer Entfernung voneinander, ja in enger räumlicher Verknüpfung miteinander bildeten, ist außerordentlich zahlreich.

Aus diesem Grunde legen wir im Gegensatz zu der Freiberger Schule, der sich auch die Lehrbücher von Beck und Stelzner-Bergeat

anschließen, unserer Systematik nicht die Gangformationen zugrunde. Wir stehen vielmehr auf dem Standpunkt, daß die geologische Zusammengehörigkeit und Verwandtschaft das wichtigere Moment ist, wobei selbstverständlich die Metall- und Mineralkombinationen eine entsprechende Berücksichtigung verlangen.

Ueber die primären und sekundären Teufenunterschiede. Zahlreiche unter den tertiären Edelmetallgängen, besonders Nord-, Zentral- und Südamerikas, zeichnen sich durch ganz auffallende Reichtümer an Silber und Gold aus.

Namentlich die oberen Teufen enthielten auf einigen Gängen kolossale Anhäufungen von Silbererz, Silber-Golderz oder von Golderz. Dies rührt bei den Silbererzgängen allermeist von örtlichen Anreicherungen in der Oxydationszone her, wo die Erze noch dazu mit Hilfe einfacher metallurgischer Prozesse zu verwerten sind. Aus derartigen Oxydationszonen stammten die riesenhaften Silbermengen, welche in Mexiko, Bolivien und Peru im 16., 17. und 18. Jahrhundert gewonnen wurden. Die sonst so häufige sekundäre Anreicherung in der Zementationszone scheint hier in der Regel eine untergeordnete Rolle gespielt zu haben. Eine derartige sulfidische Anreicherungszone fehlt beispielsweise nach Lindgren und Ransome, die beide die analogen Erscheinungen, z. B. im Buttedistrikt, genau kennen, bei Cripple Creek und Goldfield, und Steinmann betont, daß die südamerikanischen Silbererzgänge von Potosi, Oruro und El Pasco keine oder nur eine unwesentliche Zementationszone zeigen.

Eine umfangreiche Konzentration von Metallmengen in Zementationszonen setzt die Anwesenheit erheblicher Mengen geschwefelter Erze voraus, die in der Lage sind, beispielsweise schwefelsaures Eisenoxyd zu bilden, welches alsdann Gold, Silber, Kupfer u. s. w. lösen kann. Derartige Bedingungen liegen bei vielen Lagerstätten vor, fehlen aber bei Cripple Creek, Goldfield und anderen Vorkommen der Jungen Edelmetallgruppe.

Krusch hat für die westaustralischen Goldlagerstätten den Nachweis geliefert, daß in ähnlicher Weise wie bei Cripple Creek die Oxydationszone unmittelbar über der primären Zone endigt. Er vermutet, daß das Fehlen der Zementationszone hier mit dem Selengehalt der Lagerstätten zusammenhängt.

Auf vielen der anfänglich außerordentlich reichen tertiären Gold- und Silberlagerstätten nimmt die Metallmenge in der primären Zone nach der Tiefe ab. Besonders bemerkenswert ist diese Erscheinung bei Potosi in Bolivia (siehe unten S. 72) und bei vielen mexikanischen und anderen südamerikanischen Silbererzgängen. Auch bei Cripple Creek und bei Goldfield tritt eine Verarmung der Goldmenge innerhalb der primären Zone nach der Tiefe ein. In mehreren Erzgebieten (Potosi, Cripple Creek, Mazarron) wird dabei besonders hervorgehoben, daß sowohl die Zahl der Erzgänge nach der Tiefe abnimmt, als daß auch die durchschnittliche Metallmenge pro Quadratmeter Gangfläche in der Tiefe geringer wird.

Gerade bei den allerreichsten tertiären Gold- und Silbererzgebieten

scheint die Hauptmenge des Edelmetalls in den obersten etwa 500 m unter der Tagesoberfläche abgesetzt worden zu sein. Ein wesentlicher Teil hiervon wurde später erodiert, wenn auch eine erhebliche Edelmetallmenge infolge von sekundären Metallverschiebungen in die Tiefe geführt wurde und erhalten blieb; sie lieferte in der Oxydationszone die staunenswerten Reichtümer an Silber.

Der primäre Teufenunterschied der hier besprochenen Edelmetallgänge kommt gerade bei einigen der allerreichsten Lagerstätten in der auffallenden Verarmung nach der Tiefe zum Ausdruck. Dabei stellen sich auf einzelnen Gruben in der Tiefe andere Erze ein. Auf der Silbergrube El Pasco in Peru z. B. nimmt die Kupfererzmenge ganz wesentlich zu, und bei vielen Silbererzgängen, in Mexiko u. s. w., wächst die Zinkblende oder Zinkblende-Bleiglanzmenge mit der Tiefe, während anderseits die Silbererzmenge abnimmt.

Die Gold- und Silbererze sind häufig in besonders ausgeprägter Weise in „Bonanzas“ (mexikanische Bezeichnung) oder Erzfällen konzentriert (siehe unten Comstock u. s. w.). Dabei scheint die Erzansammlung in diesen Bonanzas im allgemeinen primär zu sein; ob lokal sekundäre Vorgänge mitgewirkt haben, ist noch nicht entschieden.

Ueber die wirtschaftliche Bedeutung der Jungen Gold-Silbergruppe. Wie wir in einem späteren Abschnitt erörtern, lieferten die zu dieser Gruppe gehörigen Erzgänge in den letzten Jahren etwas über die Hälfte der gesamten Silber- und etwa ein Viertel der gesamten Goldproduktion der Welt.

Im folgenden geben wir eine kurze Uebersicht über die Gesamtproduktion einiger der bekanntesten Vorkommen; über Literatur siehe die unten folgenden Angaben (vgl. auch Bd. I, S. 193 und 473).

Potosi, Bolivia (seit 1545), ca. 30 000 t Silber, Wert ca. 6000 Mill. Mark.
Guanajuato, Mexiko (seit 1558), etwa 15 000 t Silber, Wert ca. 3200 Mill. Mark.
Zacatecas, Mexiko (1548—1832), ca. 14 000 t Silber, Wert ca. 3000 Mill. Mark.
Comstock, Nevada (1859 bis Juni 1902), Silber und Gold, Wert ca. 1550 Mill. Mark.
Cripple Creek, Colorado (1891—1910), ca. 330 t Gold, Wert ca. 925 Mill. Mark.
Pachuca, Mexiko (1522—1901), mehr als 3500 t Silber, Wert mehr als 630 Mill. Mark.
Chañarcillo, Chili (seit 1832), Silber, Wert ca. 450 Mill. Mark (oder nach einer anderen Angabe 1200 Mill. Mark).
St. Eulalia, Mexiko (1703—1890), Silber u. s. w., für etwa 550 Mill. Mark.
Fresnillo, Mexiko (nur in den Jahren 1833—1863), 902 t Silber, Wert ca. 160 Mill. Mark.

Cripple Creek lieferte in den letzten Jahren ca. 22 t Gold (Wert ca. 60 Mill. Mark), Goldfield in Nevada Gold jährlich für ca. 30 Mill. Mark.

Tonopah in Nevada produzierte im Jahre 1908 223 t Silber im Wert von 18 Mill. Mark, dazu Gold für 6,8 Mill. Mark, zusammen also für ca. 25 Mill. Mark Edelmetall.

Als Comstock im Jahre 1877 den Höhepunkt erreichte, hatte die Gesamtproduktion von Silber und Gold einen Wert von 36,3 Mill. Dollar, das sind 152 Mill. Mark.

Ueber die Beziehung zu anderen Lagerstättengruppen. Die Jungen Edelmetallgänge treten hauptsächlich innerhalb der vulkanischen Schlote und in dem unmittelbar angrenzenden Nebengestein auf. Sie sind durch eine eingreifende Metamorphose des Nebengesteins gekennzeichnet und in nicht zu großer Tiefe unter der Erdoberfläche abgesetzt.

Die Alten Gold-, Silber- und Silber-Bleigänge stellen dagegen Spaltenfüllungen dar, die in der Regel nur eine ganz unwesentliche Umwandlung des Nebengesteins zeigen, wenn auch ab und zu eine starke Neubildung von Kalkspat und Sericit, die verschieden von der Propylitisierung ist, Platz greift. Die große Erstreckung der Gold- und Silberführung nach der Tiefe weist darauf hin, daß die Mineralbildung ganz erheblich unter der Oberfläche stattfand. — Die Jungen und die Alten Gänge sind also ungefähr in ähnlicher Weise wie die Effusiv- und die Intrusivgesteine voneinander zu unterscheiden, wenn es auch keine scharfe Grenze gibt.

Gemeinsam für die Jungen Gold-Silber- und die Jungen Quecksilberlagerstätten ist die Verknüpfung mit jungen, hauptsächlich tertiären Eruptionen. Beide Gruppen von Lagerstätten treten in einigen Distrikten in enger räumlicher Vergesellschaftung auf; so finden sich die mexikanischen und die peruanischen Gold-Silber- und die Quecksilbervorkommen in denselben Bergketten, und der Comstock Lode mit den rezenten Thermen liegt nur 9—10 km von den rezenten Quecksilberlagerstätten von Steamboat Springs (siehe Bd. I, S. 461—462) entfernt. — Ein geringer Silber- oder Goldgehalt kommt nicht selten bei den Jungen Quecksilberlagerstätten (siehe Bd. I, S. 454) vor, und anderseits wird etwas Zinnober hier und da auf den Jungen Gold-Silberlagerstätten gefunden (Schemnitz, Nagyag, Cripple Creek, Goldfield u. s. w.). Dagegen sind Lagerstätten, auf denen Gold-Silbererze und Quecksilbererze nebeneinander gleichwertig auftreten, bisher nicht bekannt geworden. Die beiden Lagerstättengruppen lassen sich demnach trotz ihrer gemeinschaftlichen Verknüpfung an junge Eruptivgesteine scharf voneinander trennen.

Was die Beziehung zu den Kupfererzgängen anbelangt, so verweisen wir unter anderem auf die Beschreibung des Buttefeldes in Montana. Hier treten im tertiären Granit oder Quarzmonzonit nebeneinander reiche Kupfer- (mit 1 Teil Silber auf ca. 400 Teile Kupfer) und Silbererzgänge auf, von denen die letzteren denselben Charakter wie diejenigen in Decken- und Ganggesteinen haben.

Ueber die Beziehungen bezw. die Unterschiede zwischen den bolivianischen Silber-Zinngängen und den üblichen durch Fluormineralien

gekennzeichneten Zinnlagerstätten ist das Nähere in dem Abschnitt über die bolivianischen Gänge ausgeführt.

Dieselben tertiären Eruptivgesteine, an welche die Jungen Edelmetallgänge geknüpft sind, haben auch hier und da Kontaktlagerstätten hervorgebracht, auf denen in der Regel gold- und silberhaltige Kupfer- und Blei-Zinkerze von Granat, Wollastonit u. s. w. begleitet sind. Ein geologisch sehr instruktives Beispiel liefert Offenbanya in Siebenbürgen (Bd. I, Fig. 49, S. 36). In dieser Verbindung erwähnen wir auch die Silber-Golderz führenden Lagerstätten von Elkhorn in Montana (Literatur siehe unten) und einige in Mexiko.

In der Nähe der tertiären, von Jungen Gold-Silber-Bleigängen begleiteten Eruptivgesteine treten bisweilen metasomatische, besonders durch Blei-, Zink- und Silbererze gekennzeichnete Lagerstätten auf. Wir finden sie bei Mazarron-Cartagena in Spanien (siehe unten S. 43) und an mehreren Stellen der Vereinigten Staaten.

Ueber die Genesis der Jungen Gold-Silbererzgänge. Die räumliche Verbindung mit tertiären oder bisweilen spätkretazäischen Eruptivgesteinen, das Auftreten von Thermen, Gasexalationen auf und bei den Gängen und die Propylitisierung des Nebengesteins rechtfertigen, wie bereits erwähnt, den Schluß, daß der Absatz der Erz- und Gangmineralien aus Thermen erfolgte, die in enger Verknüpfung mit den eruptiven Ausbrüchen standen. Die oftmals wahrzunehmende erhebliche Breite der Propylitisierung läßt auf eine bedeutende Quantität heißer Lösungen schließen, die im allgemeinen die Edelmetalle nur in sehr starken Verdünnungen enthielten.

Die Mineralkombination, besonders der propylitisierten Gesteine (Kalkspat, Sericit, Chlorit, Epidot, Kaolin und bisweilen Alunit) zeigt, daß die Lösungen in der Hauptsache wäßriger Natur waren. Die kritische Temperatur des Wassers (375° C.) wurde demnach nicht überschritten. — Erwähnenswert ist, daß Lindgren und Ransome (1906) die Temperatur der erzbildenden Thermen in der Tiefe der Gruben von Cripple Creek auf 100—200° bei einem Druck bis zu etwa 100 Atmosphären geschätzt haben.

Die überall zu beobachtende Neubildung von Schwefelkies in den Propyliten zeigt einen Gehalt von Schwefel in Form von Schwefelwasserstoff, Schwefelalkali u. s. w., und die häufig, aber nicht immer wahrzunehmende Neubildung von Kalkspat und anderen Karbonaten weist auf Kohlensäure hin, die in vielen Fällen in den Lösungen enthalten gewesen sein muß.

Daß oft prozentisch viel mehr Kalk und Magnesia als Alkali bei der Umbildung des Nebengesteins fortgeführt wurde, mag darauf beruhen, daß die Lösungen in der Regel Alkalisalze führten. In zahlreichen Fällen läßt sich eine erhebliche Zufuhr von Kali feststellen, was auf einen nicht unwesentlichen Kaligehalt in den Lösungen hindeutet.

Die Alunitbildung beruht auf der Wirkung der Schwefelsäure, die durch Oxydation von Schwefelwasserstoff oder Schwefelalkalien hervor-

gebracht sein kann (S. 19). In derselben Weise läßt sich auch das Vorhandensein von sekundärem Gips erklären.

Das meist ziemlich spärliche Auftreten von Schwerspat und Cölestin auf den Gängen, dürfte darauf hinweisen, daß die Lösungen anfänglich, ehe die Oxydation des Schwefelwasserstoffes u. s. w. stattfand, in der Regel nur wenig SO_4-Ion führten.

Das meist gänzliche Fehlen von Flußspat und anderen primären Fluoriden und Chloriden zeigt, daß Fl- und Cl-Ionen in den Lösungen entweder fehlten oder nur ganz spärlich vertreten waren.

Das Auftreten von Flußspat bei Cripple Creek erklären Lindgren und Ransome (1906) nicht durch freie Flußsäure, sondern durch einen geringen Alkalifluoridgehalt der Lösungen. NaFl und KFl greifen Kalksilikate unter Bildung des in Wasser äußerst schwer löslichen Flußspates an.

Auf weitaus den meisten Gängen ist Quarz das wichtigste Gangmineral; die Lösungen führten somit durchgängig etwas Kieselsäure, deren Verbindung allerdings nicht bekannt ist. Wahrscheinlich handelt es sich um eine wäßrige Lösung wie H_4SiO_4 oder um ein lösliches Silikat wie K_4SiO_4. Mit wenigen Ausnahmen wurde der Quarz fast ausschließlich auf den Spalten, also nicht in dem metasomatisch umgebildeten Nebengestein abgesetzt; daraus geht hervor, daß die Menge der Kieselsäure in den Lösungen meist ziemlich gering war.

Mehrere Forscher, z. B. Becker in seiner Quecksilbermonographie[1]), Lindgren und Ransome in ihrer Abhandlung über Cripple Creek[2]), vermuten, daß die Kieselsäure in kolloider Form in den Lösungen vorhanden war und daß die Gesteinswände als semipermeable Membrane funktionierten. Die üblichen ionisierten Salze konnten dann leicht, die kolloidale Kieselsäure dagegen schwierig oder nur langsam in das Nebengestein hinein diffundieren. Diese Deutung erscheint uns aber recht fraglich.

Auf den edlen Gold- und Silbererzgängen trifft man immer etwas Schwefelkies, der bisweilen von Markasit u. s. w. begleitet ist. Die Menge ist jedoch meist untergeordnet.

Der Eisengehalt des Schwefelkieses im Propylit rührt hauptsächlich oder ausschließlich von dem ursprünglichen Eisengehalt des Gesteins (S. 19) her, der aber nur zum Teil in Kies umgewandelt, zum Teil dagegen fortgeführt wurde. Die Eisenmenge der Lösungen dürfte also trotz der erheblichen Verbreitung des Kieses niedrig gewesen sein. Aehnliches gilt von der Manganmenge.

Auf vielen der Jungen Erzgänge sind Sulphosalze (Fahlerz, Rotgiltigerz, Stephanit u. s. w.) verhältnismäßig reichlich vertreten. Das dürfte darauf beruhen, daß Arsen und Antimon in den Lösungen als Alkali-Sulphosalze vorhanden waren.

Diese Ergebnisse lassen sich kurz wie folgt zusammenfassen:

Die Propylitisierung in Verbindung mit der Zusammensetzung der

[1]) Becker, Quecksilber, U. St. Geol. Surv. Min. Res. for 1892, S. 156.
[2]) Lindgren und Ransome, Cripple Creek 1906.

Gangspaltenfüllungen zeigt, daß die Lösungen anfänglich meist wenig Kieselsäure und Eisen führten, in der Regel aber etwas Kohlensäure und durchgängig sehr viel Schwefel — als Schwefelwasserstoff oder Alkalisulfid — öfter viel Kali und häufig Sulphosalze in nennenswerter Menge enthielten. Daraus ergibt sich, daß die Lösungen entweder neutral oder alkalisch waren, nicht aber sauer. Die Kieselsäure dürfte somit hauptsächlich nicht kollodial, sondern als Alkalisalz, wie z. B. K_4SiO_4, in die Gangspalten gelangt sein. Die Lösungen waren selbstverständlich stark verdünnt und von sehr wechselnder Zusammensetzung in den verschiedenen Spalten.

Während die Alten Blei-Zink-Silbergänge häufig eine Lagenstruktur zeigen, die darauf beruht, daß die auf den Gangspalten aufsteigenden Lösungen zu verschiedenen Zeiten von verschiedener Zusammensetzung waren, fehlt im Gegensatz hierzu auf den Jungen Erzgängen die Lagenstruktur entweder ganz, oder sie ist nur selten ausgebildet. Die konstante oder fast konstante Zusammensetzung der Lösung auf jeder Gangspalte dürfte mit der großen Quantität der Wassermenge zusammenhängen.

S i l b e r ist unter anderem löslich als Nitrat, als Alkalisilberthiosulfat, als Alkalisilbercyanid; dies dürfte aber ohne Bedeutung für die Lagerstättenbildung sein. Durch Chlorid wird Silber in Silberchlorid übergeführt, welches in Ueberschuß von Chloriden (z. B. NaCl) leicht gelöst wird. Diese Eigenschaft kann für die sekundäre Umlagerung des Silbers in den Oxydations- und Zementationszonen von großer Wichtigkeit sein; bei der primären Entstehung der Silbererze auf den eben besprochenen Gängen dagegen dürfte es sich um andere Silberverbindungen handeln, da die Abwesenheit von Chlormineralien auf den Gängen ergibt, daß Chloride in den ursprünglichen Lösungen nicht reichlich vertreten waren.

Das Silber ist außerdem löslich als Sulfat (Ag_2SO_4), in kohlensäurehaltigem Wasser (als $AgHCO_3$; siehe Bd. I, S. 125 und unter Kongsberg) und in einem Ueberschuß von Eisenoxydsalzen u. s. w.

G o l d ist löslich in Chlor enthaltenden Flüssigkeiten und in Salzsäure mit Chromsäure bezw. Selensäure, Antimonsäure oder Arsensäure, in Brom, Alkalicyanid, Eisenoxydsulfat $Fe_2(SO_4)_3$ u. s. w.; Eisenoxydulsulfat dagegen ist ein bekanntes Goldfällungsmittel.

Wie im ersten Band ausgeführt wurde, sind die Eisensulfate von der größten Wichtigkeit für die Vorgänge in der Oxydations- und der Zementationszone.

Interessant ist die Löslichkeit des Goldes in Alkalisulfid als Alkali-Gold-Sulphosalz[1]).

Bei Anwendung von erhöhtem Druck löst sich dieses Edelmetall in Natrium- und Kaliumsilikat und bei etwa 200° in mäßig starker Na_2CO_3-Lösung[2]).

---

[1]) G. F. B e c k e r, Amer. Journ. Sc. 1887, XXXIII, S. 199 und L i v e r s i d g e, siehe unten.

[2]) B i s c h o f, Lehrbuch der chem.-phys. Geol. 2. Aufl. III, S. 838, 843. — L i v e r s i d g e, Roy. Soc. N.-S.-Wales 1893. — D ö l t e r, Monatsbericht II, S. 149 u. s. w.

Das Gold dürfte in den Lösungen unserer Erzgänge nur in sehr starker Verdünnung enthalten gewesen sein. Vergleicht man die Edelmetallmengen in den Gangmassen, so ergibt sich nur ausnahmsweise ein Goldgehalt von mehr als 50 g pro Tonne, entsprechend 0,005 Proz. Rechnen wir, was recht hoch ist, daß die Gangmasse durchschnittlich 1 Proz. der Lösung ausmachte, so würde die Goldmenge in den in Betracht kommenden Thermen 0,00005 Proz. betragen; allermeist dürfte sie wohl geringer gewesen sein.

Bei den Thermen handelte es sich im allgemeinen um komplexe Lösungen mit vielen Kationen und Anionen, vielleicht (?) spielten hier auch einige Kolloide eine Rolle. In den Lösungen von Bikarbonaten und für Gold auch bei den Alkalisilikaten und Alkalisulphosalzen können Gold und Silber in nennenswerter Menge vertreten sein. Das Silber wurde aus diesen Lösungen hauptsächlich als Sulfid (selbständiges Ag_2S und im Bleiglanz u. s. w.) oder als Sulphosalz ausgefällt. Das Gold reduziert sich äußerst leicht, wenn die Lösungen mit Schwefelkies oder anderen sulfidischen Erzen in Berührung kommen (Bd. I, S. 128); hierauf dürfte wohl die besonders häufige Goldführung des Schwefelkieses beruhen. Die Abscheidung von Gold-Tellurid kann man auf ähnliche Vorgänge zurückführen wie die von Silber, Blei u. s. w. in Form von Sulfid.

Um einen näheren Einblick in die Bedingungen des Erzabsatzes auf Gängen zu erhalten, sind synthetische Experimente in hohem Grade wünschenswert.

Die ursprüngliche Heimat der Edelmetalle der Erzgänge ist im Laufe der Jahre Gegenstand zahlreicher Diskussionen gewesen. Die Theorien der Aszension, Deszension und Lateralsekretion wurden Bd. I, S. 180 besprochen. Wir kommen darauf in einem späteren Kapitel nochmals zurück.

Was die Jungen Gold-Silbergänge anbelangt, so ist besonders hervorzuheben, daß sie durch Thermen gebildet wurden, die am Schluß der in der Regel tertiären Eruptionsepoche entstanden. Man hat deshalb bis zu einem gewissen Grade die Berechtigung anzunehmen, daß die Thermen mit ihrem Gehalt von Edelmetallen unmittelbar aus dem eruptiven Magma herstammen. Bei der fortschreitenden Abkühlung und Kristallisation der Magmen konzentrieren sich die Lösungen von H_2O mit CO_2 u. s. w., bis sie am Schlusse der Eruptionsepoche als Thermen emporquellen.

Auf ihrem Wege durch die schon erstarrten Gesteine der Erdkruste werden sie mutmaßlich gewisse Bestandteile aufnehmen und sich weiter an diesen konzentrieren.

Nach Lindgren und Ransome[1]) haben die Thermen von Cripple Creek auf ihrem Wege durch den in der Tiefe anstehenden Granit mit Flußspat etwas Alkalifluorid aufgenommen, welches später den Absatz des Flußspates auf den dortigen Erzgängen veranlaßte. So erklärt sich die abweichende Stellung, welche das Goldvorkommen von Cripple Creek in bezug auf die Flußspatführungen unter den Gängen der Jungen Gold-Silbergruppe einnimmt.

---

[1]) Lindgren und Ransome a. a. O.

Es ist also nicht nötig anzunehmen, daß stets die sämtlichen heute auf den Gangspalten abgesetzten Mineralien aus dem eruptiven Magma stammen, sie können vielmehr zum Teil durch Lateralsekretion im weitesten Sinne des Wortes und Auslaugung auf dem durchlaufenen Wege entstanden sein.

Ungarn.

Literatur.

B. v. Cotta, Ueber Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. Gangstudien IV, 1862 (nebst älteren Abhandlungen). — F. v. Richthofen, Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XI, 1860. — Derselbe, Principles of the Natural System of Volcanic Rocks, Mem. Calif. Acad. of Sc. I, 1868, part 1, mit Ref. in Neuem Jahrb. f. Min. Geol. Pal. 1868, S. 852—854. — L. Litschauer (in Schemnitz), Ueber die Verteilung der Erze in den (ungarischen) Lagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893 (mit zahlreichen Zitaten der ungar. montangeologischen Lit.). — Ausstellungsbroschüren von der Millenniumsausstellung zu Budapest 1896 und der Ausstellung in Paris 1900.

Ueber Schemnitz: M. V. Lipold, Der Bergbau von Schemnitz (Hauptarbeit mit Verzeichnis der älteren Lit.). Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XVII, 1867. — Derselbe, Gedenkbuch zur hundertjährigen Gründung der k. Berg- und Forstakademie in Schemnitz 1871 (enthält einen geologischen Abschnitt von Faller). — Zeiler et Henry, Les roches éruptives et les filons métallifères du district de Schemnitz. Ann. des Mines III, 7. Paris 1873. — J. W. Jund, On the Ancient Volcano of the District of Schemnitz. Quart. Journ. 1876. — G. vom Rath, in Sitz.-Ber. Niederrh. Ges. 1877, S. 291—324. — E. Hussak, Ueber die Eruptivgesteine bei Schemnitz. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. LXXXII. Wien 1880. — Hugo Böckh, Ueber das Altersverhältnis der in der Umgebung von Selmeczbanya vorkommenden Eruptivgesteine (mit Verzeichnis der älteren Lit.), in Földtani Közlöny XXXI, 1901. — Geologische Karte über das Schemnitzer Ganggebiet von J. v. Pettkó 1853 und Josef Szabó (mit Cseh und Gesell) 1883 (im Maßstab ca. 1 : 30 000).

Ueber Kremnitz: Windakiewicz, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XVI, 1866. — Alex. Gesell (mit petrogr. Studien von Schafarzik) in Mitt. Jahrb. ungar. geol. Anst. XI, 1897—98 und ebenda früher.

Ueber Nagybanya mit Felsöbanya, Kapnik u. s. w. Géza Szellemy, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894 (mit Verzeichnis der umfangreichen älteren Lit.). — Alex. Gesell, Montangeol. Aufnahme (in Jahrb. d. ungar. geol. Anst.), über Nagybanya 1891, 1892; über Felsöbanya 1893. — Géza Szellemy, Erzlagerstätten des Vihorlat-Gutin-Trachytgebirges, in Montangeol. Millenniumskongreß, Budapest 1896.

Ueber Siebenbürgen: v. Hauer und Stache, Geologie Siebenbürgens 1885. — Semper, Beitr. zur Kenntn. der Goldlagerstätten des siebenbürgischen Erzgebirges (sehr ausführlich, mit detailliertem Literaturverzeichnis bis 1899) in Abh. d. preuß. geol. Landesanst. H. 33. Berlin 1900.

Hauptsächlich petrographisch: H. Höfer, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XVI, 1866. — G. vom Rath, Niederrh. Sitz.-Ber. 1874, 1876, 1879. — C. Doelter, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XXIX, 1874; Tschermaks Min. Mitt. 1874, 1880.

Mineralogisch: A. Schrauf, Ueber die Tellurerze Siebenbürgens. Zeitschr. f. Krist. Min. II, 1878. — A. Koch, siehe Ref. in Zeitschr. f. Krist. Min. X, 1885, S. 96; XI, 1886, S. 262; XIII, 1887, S. 65, 607; XVII, 1890, S. 505. — H. B. v. Foullon, Gediegen Tellur von Faczebaja. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1884.

Hauptsächlich montangeologisch: Semper, siehe oben. — Béla v. Inkey, Nagyag (eingehende Monographie). Budapest 1885. — F. Pošepný, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XVIII, 1868; XXV, 1875; Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen XLII, 1894. Uebersicht in seiner „Genesis der Erzlagerstätten“, Wien 1895,

S. 114 bis 120 u. s. w. — G. Primics, Ueber den südwestlichen Teil (Brad-Nagyag) des siebenbürgischen Erzgebirges (ungarische Sprache) 1896.

Ueber Verespatak: Hauer, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. II, 1851. — Grimm, Ebenda III, 1852. — Alex. Gesell, Jahresber. d. k. ung. geol. Landesanst. 1898 (1901). — P. T. Weiß, Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geol. Landesanstalt IX, 1891; über Ruda-Brad. Berg- u. Hüttenm. Ztg. LIII, 1894; über Nagy-Almás, ebenda LIV, 1895. — Steinhausz, Ueber Nagyag. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen LII, 1904. — Bauer, Der Goldbergbau der Rudaer 12 Apostelgewerkschaft bei Brad. Leobener Jahrb. LIII, 1905. — K. v. Papp, Ueber Karács-Czebe. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906. — M. v. Pálfy, Das Goldvorkommen im siebenbürgischen Erzgebirge und sein Verhältnis zum Nebengestein der Gänge. Ebenda 1907.

Reisenotizen aus Siebenbürgen von Beyschlag und Vogt 1896 und aus Schemnitz-Kremnitz von Vogt 1896. — Briefliche Mitteilung von der ungarischen geologischen Reichsanst. und von Prof. Böckh an Vogt 1910, u. a. mit vielen statistischen Erläuterungen.

Der nach Südwesten geöffnete in der Tertiärzeit entstandene Ring der Karpaten (siehe Fig. 1) verbindet die Alpen mit dem aus den Südalpen abzweigenden Gebirgslande der Balkanhalbinsel. Er besteht aus einer größeren Anzahl zerstreuter Gebirgsgruppen, den Inselgebirgen von Lóczýs, die nur in losem Zusammenhange miteinander stehen.

So bilden die ältesten krystallinen Gesteine an der Oberfläche eine größere Anzahl isolierter Komplexe, die seltener von Devon, Karbon und Perm, in größerer Verbreitung dagegen von Trias, Rät, Jura und Kreide umrandet werden. Eine aus ungestörten tertiären Schichten bestehende Hügellandschaft mit namentlich im Innern des Karpatenbogens ausgedehnten jungen Eruptivgesteinen umkränzt rings die aus ihr emporragenden Inselgebirge.

Die wichtigsten dieser tertiären Eruptivfelder sind: 1. Das Gebiet von Schemnitz-Kremnitz im westlichen Teile der Karpaten. 2. Die Umgebung von Kaschau. 3. Die Gegend von Ungvár. 4. Die Umgebung von Nagybanya, Felsöbanya und Kapnik, im zentralen Teile der Bergkette. 5. Der östlichste Teil von Siebenbürgen in der Nähe der rumänischen Grenze. 6. Das siebenbürgische Erzgebirge.

Unter den tertiären Eruptivgesteinen sind die Andesite und Dacite am verbreitetsten; untergeordnet kommen auch Rhyolithe, Obsidiane, Basalte (und Basanite) vor, während Trachyte (in der üblichen Bedeutung dieses Wortes) und Phonolithe fehlen. In dem sehr tief eingeschnittenen Hodritztal bei Schemnitz (siehe Fig. 3) ist das tertiäre Magma als ein hypabyssisches Tiefengestein, Diorit bezw. Granodiorit, erschlossen.

Für das Gebiet von Schemnitz-Kremnitz gibt H. v. Böckh (a. a. O. 1901) als Eruptionsfolge an:

Pyroxenandesit (am ältesten);
Diorit mit Granodiorit;
Biotit-Amphibol-Andesit;
Rhyolith.

Diese Gesteine bilden hier eine zusammengehörige Eruptionsreihe, deren Hauptausbruchszeit an der Grenze zwischen dem unteren und

dem oberen Mediterran (im unteren und mittleren Miozän) liegt; viel jünger sind die Ausbrüche von Basalt, der als jüngstes Gestein in der Umgebung von Schemnitz, wenn auch nur spärlich, vertreten ist. — Die Eruptionen des Andesits und Dacits bei Nagybanya fallen in die Zeit des Oberen Mediterrans und der sarmatischen Stufe (des Oberen Miozäns), an anderen Stellen sogar in das Pliozän. — In Siebenbürgen dauerte die Eruptionsepoche von der Oberen Kreidezeit bis in die sarmatische Stufe fort.

Die ungarisch-siebenbürgischen Gold-Silbergänge sind räumlich wie genetisch auf das engste mit diesen jungen Eruptiven verknüpft.

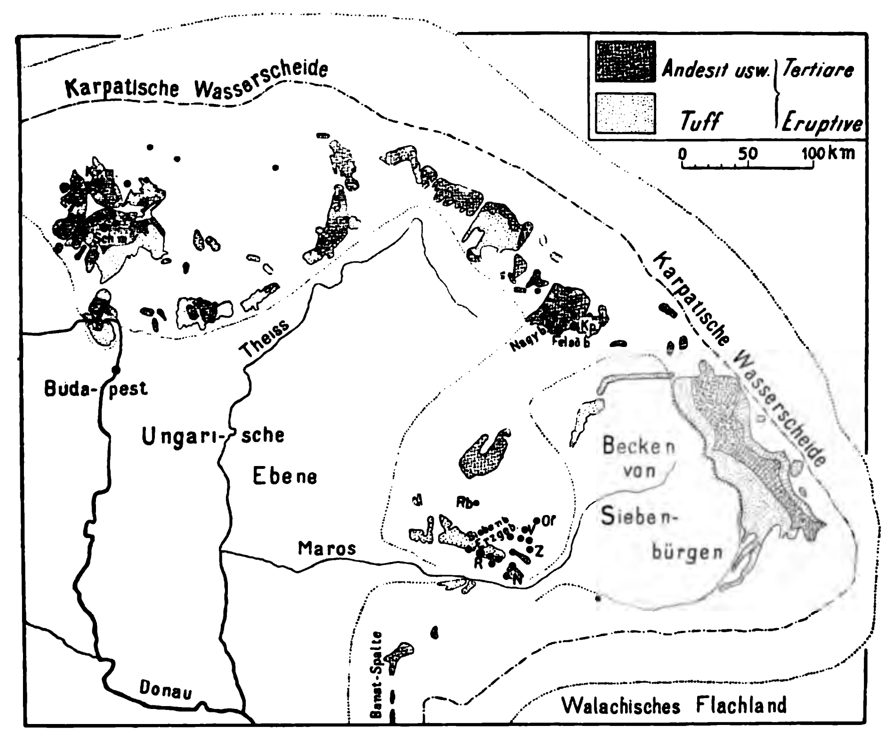


Fig. 1. Übersichtskarte der wichtigsten tertiären Eruptivfelder und Gold-Silbererzgänge Ungarns und Siebenbürgens.
Schm. = Schemnitz. Krm. = Kremnitz. Nagyb. = Nagybanya. Felsöb. = Felsöbanya. Kp. = Kapnik. Of. = Offenbanya. V. = Verespatak. Z. = Zalatna. N. = Nagyag. R. = Ruda. Rb. = Rezbanya. Die karpatische Wasserscheide ist durch eine strichpunktierte und die Grenze zwischen den Gebirgen und dem Flachlande durch eine feinpunktierte Linie angegeben.

Die wichtigsten Erzgebiete liegen bei Schemnitz (= Selmeczbanya), Kremnitz (= Körmöczbanya), Nagybanya-Felsöbanya-Kapnik und im Siebenbürgischen Erzgebirge.

Im ganzen sind an Edelmetallen (nach Soetbeer 1493—1875 und Neumann 1876—1900) in Oesterreich-Ungarn seit 1493, dem Beginn der Statistik, produziert worden:

	Silber	Gold
1493—1875 . .	7770 t	460 600 kg
1876—1900 . .	1247 t	54 558 kg.

Davon stammte mutmaßlich etwas über die Hälfte des Silbers und der überwiegende Teil des Goldes aus den genannten ungarischen Erzgebieten.

Diese lieferten in den 8 Jahren 1901—08 zusammen 137 161 kg Silber und 27 930 kg Gold, davon kamen 20 213 kg Gold aus Siebenbürgen.

Die fraglichen ungarischen Gruben haben somit seit 1493 (bis 1908) etwa 5000 t Silber und rund 500 t Gold geliefert. Viele dieser Bergwerke sind aber bereits im Altertum betrieben worden und jedenfalls erheblich älter als die Statistik.

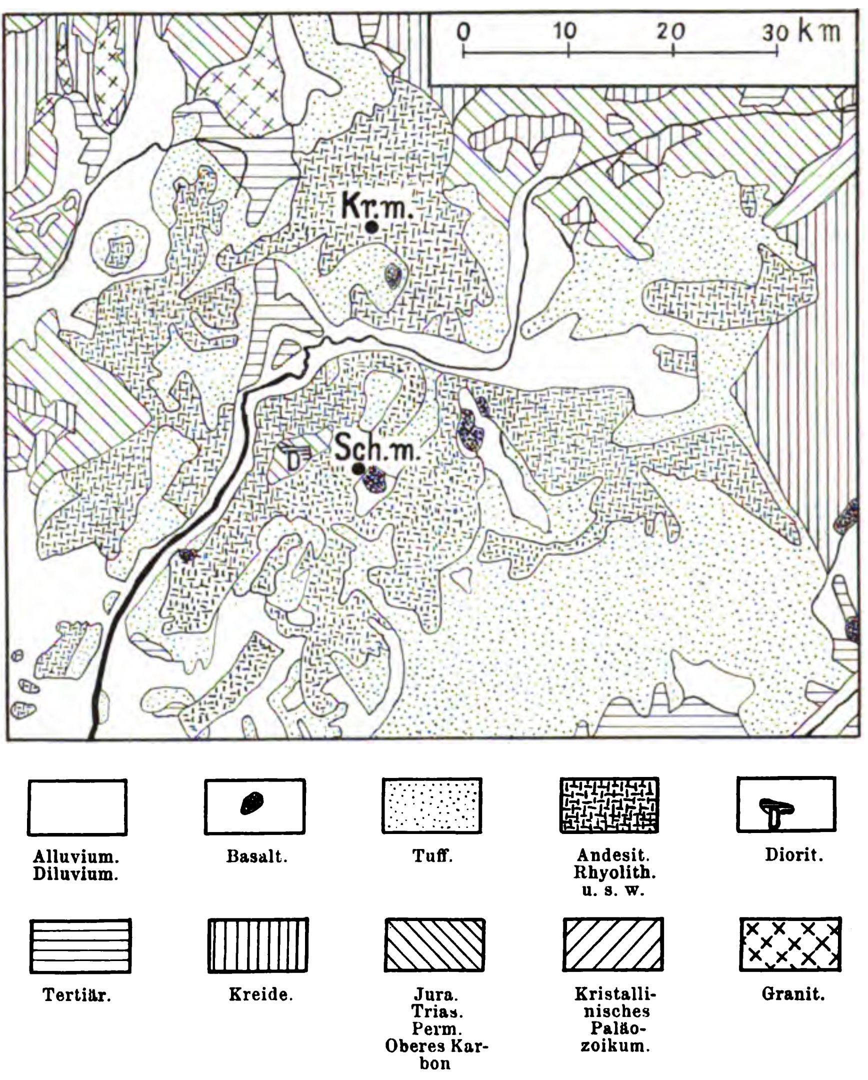


Fig. 2. Geol. Karte des tertiären Eruptivgebietes von Schemnitz-Kremnitz (nach einer zur Verfügung gestellten Karte der Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt). Schm. = Schemnitz. Krm. = Kremnitz.

Die Silberproduktion Ungarns ist in den letzten Jahren im Sinken begriffen (von 23 636 kg in 1901 auf 12 612 kg in 1908), während die Goldproduktion sich ungefähr konstant, auf 3250—3500 kg Gold hält; hiervon stammen 2250—2700 kg aus Siebenbürgen.

Die Produktion verteilte sich im Jahre 1907 in folgender Weise auf die wichtigsten Bergwerke:

	Gold kg	Silber kg	Blei t
Schemnitz	114	4541	351
Kremnitz	27	78	—
Nagybanya	687	1712	8
Felsöbanya	37	1857	769
Kapnik	19	1651	206
Siebenbürgen	2537	—	—
Davon die Rudaer 12 Apostelgrube	1713	—	—
und Nagyag	84	195	—

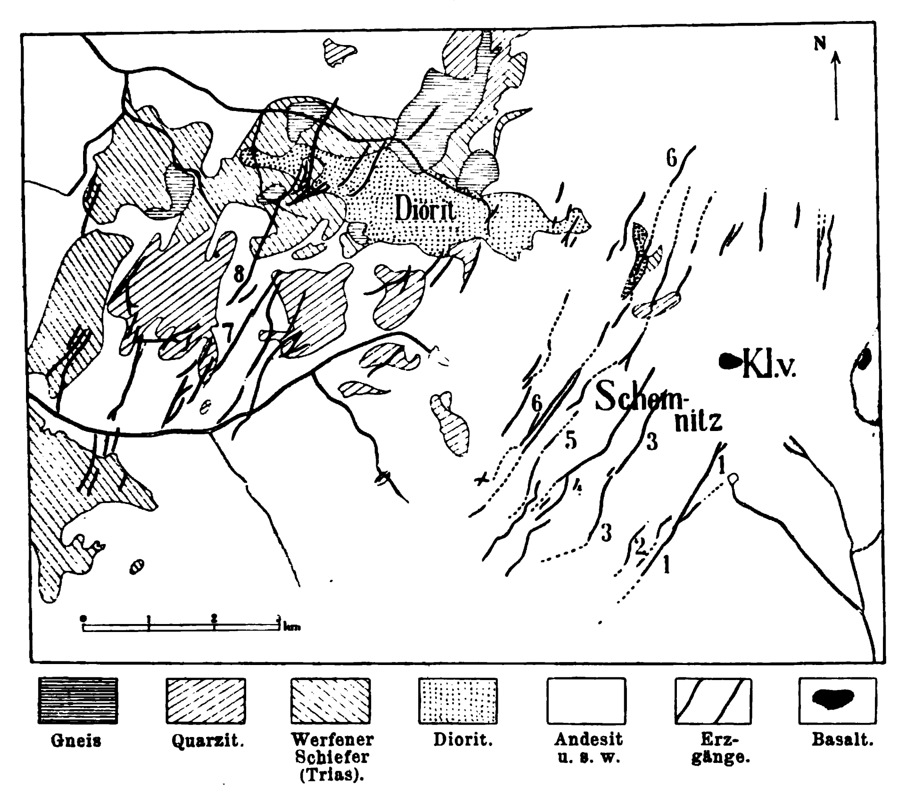


Fig. 8. Karte des Schemnitzer Erzgebietes (nach der Karte von J. Szábo, 1883). Die weißen Flächen bestehen überwiegend aus verschiedenen Andesiten. 1 = Grüner Gang. 2 = Stephangang. 3 = Johanngang. 4 = Spitaler Gang. 5 = Bibergang. 6 = Theresiagang. 7 = Brennergang. 8 = Elisabethgang. Schemnitz = Stadt Schemnitz. K.l.v. = Balsaltdecke des Kalvarienberges.

Schemnitz und das ungefähr 25 km weiter nördlich gelegene Kremnitz gehören demselben Eruptivgebiet an. In der mittleren Tertiärzeit befand sich hier ein großer, ungefähr die jetzige Ausdehnung des Aetna erreichender Vulkan, der später stark denudiert wurde, so daß, wie bereits erwähnt, im Hodritzer Tal der in der Tiefe erstarrte Diorit und Granodiorit bloß liegen.

Die Umgebung von Schemnitz besteht nach H. v. Böckh (1901) aus: Trias (Werfener Schichten, Triaskalk, Triasquarzit);

Eozän: Nummulitenschichten;

Miozän: Pyroxenandesittuff (am ältesten); Pyroxenandesit (mit 56 Proz. SiO_2); Diorit (Augitdiorit, mit 60 Proz. SiO_2) nebst Granodiorit (mit 67 Proz. SiO_2) und Gängen von Aplit; Biotit-Amphibol-Andesittuff; Biotit-Amphibol-Andesit (mit 56 Proz. SiO_2); Rhyolithtuff; Rhyolith (am jüngsten; mit 77,5 Proz. SiO_2);

Pliozän: Basalt;

Diluvium und Alluvium.

In der Umgebung von Schemnitz sind noch postvulkanische Wirkungen zu beobachten, nämlich Solfataren, Mofetten, Fumarolen und Thermen (mit bekannten Bädern).

Die Erzgänge durchsetzen die älteren Schichten und die miozänen Eruptivgesteine, dagegen nicht den pliozänen Basalt; sie sind also älter als der letztere.

Sie bilden in der Hauptsache Parallelgänge mit nordnordöstlichem Streichen, und zwar treten die hauptsächlichsten innerhalb eines Gebietes von ca. 12 km Länge und 10—11 km Breite auf.

Die weitaus meisten Gänge finden sich in Andesiten, nur einige auch in dem Hodritzer Diorit und anderen Gesteinen.' In den benachbarten sandigen und schiefrigen Sedimenten zertrümmern die Spalten ziemlich bald.

Die Ausfüllung der Gänge besteht ganz überwiegend aus Quarz, der häufig mit zahlreichen, stark propylitisierten Bruchstücken des Nebengesteins durchspickt ist. Vielfach zeigen die dortigen Gänge die typische Form „zusammengesetzter Gänge", da dieselbe Gangspalte an vielen Stellen wiederholt aufriß und von neuem gefüllt wurde. Hierdurch entstehen die sogenannten Schemnitzer „Blätter" oder „Gangblätter". Am ältesten sind innerhalb eines Gangsystems die erzführenden, quarzreichen „Blätter", am jüngsten die „tonigen Blätter", die aus zerriebenem und zersetztem Material — aber ohne wertvolle Erzführung — bestehen. Auf diese Weise bildeten sich erhebliche Gangmächtigkeiten, die gelegentlich 15—20 m oder noch mehr erreichen; die abbauwürdige Breite ist aber in der Regel viel geringer und erreicht meist nur 1,5 bis etwa 5 m.

Die Andesite sind zu beiden Seiten der Gänge mitunter in einer Breite von 100 m, meist jedoch nur auf 10—20 m — der Hodritzer Diorit im allgemeinen nur auf 5—10 m — propylitisiert. — Außerdem zeigen sich in der unmittelbaren Nähe der Erzgänge die Gesteine sehr stark zersetzt und hier und da sogar zu einer kaolinähnlichen weichen Masse umgewandelt. Bisweilen trifft man auch Verkieselungen des Nebengesteins.

Wie eben erwähnt, ist der Quarz — häufig in der Varietät des Amethysts — das wichtigste Gangmineral. Außerdem kommen Kalkspat, Manganocalcit ($CaMn[CO_3]_2$) und andere Karbonspäte, etwas Schwerspat und einige Zeolithe vor. Flußspat fehlt hier wie auf den meisten anderen ungarischen Jungen Gold-Silbergängen — mit Ausnahme derjenigen bei

Kapnik-Felsöbanya — so gut wie vollständig. Der „Zinopel" der Schemnitzer Gänge ist eine innige Mischung von Quarz mit Eisenglanz.

Die wichtigsten Erze sind Silberglanz, Stephanit und Bleiglanz, neben Polybasit, Rotgültigerz, Fahlerz u. s. w.; Zinkblende, Schwefelkies, Markasit und Kupferkies kommen nur untergeordnet vor. Gediegen Silber in Moos- oder Drahtform sitzt bisweilen — in ähnlicher Weise wie bei Kongsberg (siehe dort) — sekundär auf Silberglanz. Gediegen Gold ist mitunter mit bloßem Auge erkennbar, meist jedoch in feinster Verteilung enthalten.

Zinnober kommt — wenn auch selten — vor. Antimonglanz, der bei Kremnitz sehr wichtig ist, fehlt bei Schemnitz fast ganz. Tetraedrit, welcher bei Kapnik eine bedeutende Rolle spielt, tritt bei Schemnitz völlig zurück.

Sekundäre Erze, wie Pyromorphit, Weißbleierz u. s. w., kommen reichlich vor.

Die Erze sind so gut wie frei von Nickel, Kobalt, Wismut und Zinn; Arsen ist nur spärlich vertreten, Antimon — besonders in den Sulfosalzen — dagegen reichlicher. Beim Hüttenbetrieb wird eine geringe Menge Kupfer als Nebenprodukt gewonnen. Die Zinkblende ist so spärlich, daß sie nicht bei der Aufbereitung abgeschieden werden kann.

Besonders auffallend ist das stark wechselnde Verhältnis zwischen Blei, Silber und Gold auf den verschiedenen Gängen. Innerhalb des Ganggebietes kann man danach nicht weniger als vier Arten von Gängen („Formationen") unterscheiden:

1. Gänge von edlen Silbererzen, nämlich Stephanit, Pyrargyrit, Proustit, Silberglanz, Polybasit u. s. w. mit einer relativ niedrigen Goldmenge (ca. 10—14 g Gold in 1000 g Silber), aber fast frei von Bleiglanz. Derartige Gänge, wie z. B. die des Alt-Antonistollens und der Union, setzen in dem Hodritzer Diorit auf, halten aber auch in dem angrenzenden Andesit aus; sie führen Quarz neben etwas Kalkspat und sind meist 0,25 bis 3 m mächtig.

2. Der Grüner Gang, mit ziemlich goldreichen, edlen Silbererzen in Quarz, aber mit spärlichem Bleiglanz. In den oberen Gangteufen war die Goldmenge ziemlich niedrig, nur etwa 12 g Gold auf 1000 g Silber; nach der Tiefe zu ist aber der Edelmetallgehalt stark gestiegen, so daß 140 g Gold auf 1000 g Silber kommen; der Goldwert der Erze überwiegt somit ganz wesentlich den Silberwert. Der Gang ist zwar mehrere Kilometer lang, die reichen Erze sind jedoch nur auf gewisse „edle Säulen" beschränkt. In der Tiefe von ca. 400 m hat man eine bedeutende Konzentration auf eine streichende Länge von ca. 200 m bei einer Mächtigkeit von meist 1—2 m aufgeschlossen.

3. Der Johanngang, mit hauptsächlich Bleiglanz und Stephanit und charakterisiert durch ziemlich viel „Zinopel".

4. Der Spitaler Gang; er führt hauptsächlich Bleiglanz mit wenig edlen Silbererzen, etwas Zinkblende u. s. w. Der vielen „Blätter" wegen steigt die Mächtigkeit des Ganges hier und da auf 20, ausnahmsweise sogar auf 40 m; wovon allerdings nur selten mehr als 5 m abbauwürdig

sind. Dieser Gang hat in bezug auf die Erzführung, die Gangmineralien und die Breccienstruktur eine auffallende Aehnlichkeit mit einigen Claustaler Gängen.

Die drei zuletzt erwähnten Schemnitzer Gänge setzen hauptsächlich im Andesit auf.

Es sind also in Schemnitz vertreten: Gänge mit edlen Silbererzen fast ohne Bleiglanz, mit goldreichen edlen Erzen und etwas Bleiglanz, dann Übergänge zwischen beiden und außerdem Gänge mit überwiegend Bleiglanz und wenig Silber und Gold.

Die Erzgänge von Schemnitz sind alle mehr oder weniger gleichaltrig. Jedenfalls hat man hier nicht wie in Freiberg eine bestimmte Altersfolge zwischen den verschiedenen Gangformationen feststellen können.

Ueber Adelsvorschübe und die Veredlung der Gänge bei Scharungen oder Gangkreuzen haben sich in Schemnitz keine Regeln aufstellen lassen.

Auf den der ungarischen Krone gehörigen Schemnitzer Gruben betrug in den letzten Jahren das Metallverhältnis durchschnittlich: 1 Teil Silber auf 80 Teile Blei und 1 Teil Gold auf 40—50 Teile Silber. Nach dem Preisfall des Silbers sind vorzugsweise die relativ goldreichen Gänge gebaut worden.

Der Bergbau von Schemnitz ist uralt, er begann angeblich vor 750 n. Chr. und schon um 1600 gab es über 400 Bergbaue. — Der 16 538 m lange Joseph II.-Erbstollen wurde im Jahre 1782 begonnen und 1878 vollendet. Die Gruben haben jetzt eine maximale Tiefe von etwa 700 m erreicht. Sie beschäftigen 2500 Bergleute und arbeiten seit dem großen Preisfall des Silbers Anfang der 1890er Jahre mit großem Verlust (mittlerer jährlicher Verlust von 1903—07 ca. 1,1 Mill. Kronen).

Die Kremnitzer goldhaltigen Quarzgänge setzen ebenfalls in propylitisiertem Andesit auf. Auch sie sind oft als zusammengesetzte Gänge entwickelt und erreichen dann eine Mächtigkeit von 10—15 m; dagegen haben die zahlreichen einfachen Gänge nur 1—2 m. Das Gold ist selten mit bloßem Auge erkennbar. Unter den Erzen sind Schwefelkies und Antimonglanz bemerkenswert; dagegen fehlt Bleiglanz fast völlig. Der Betrieb dieser uralten, im 12. Jahrhundert oder vielleicht noch früher begonnenen Gruben ist in den letzten Jahren stark zurückgegangen. Die Produktion beträgt nur 27—46 kg Gold und 76—141 kg Silber jährlich; das Verhältnis zwischen den beiden Edelmetallen war in den letzten Jahren 1 Teil Gold auf 2,5—3 Teile Silber.

Nagybanya, Felsöbanya und Kapnik gehören einem und demselben, hauptsächlich aus Andesiten und einigen Rhyolithen bestehenden Eruptivgebiete an (siehe die Karte Fig. 1). Felsöbanya liegt ca. 9 km, Kapnik ca. 35 km östlich von Nagybanya. Trotz dieser geringen Entfernung ist die Erzführung in den verschiedenen Bergbaugebieten und Gängen ziemlich abweichend. Nagybanya hat hauptsächlich Goldquarzgänge mit einigen edlen Silbererzen, namentlich Pyrargyrit (Produktion in den letzten Jahren 600—687 kg Gold, 1219—1712 kg Silber und nur 6—10 t Blei jährlich. Verhältnis: 1 Teil Gold auf 2—2,5 Teile Silber).

Bei Felsöbanya treten Silber-Bleigänge mit etwas Gold auf (Produktion in den letzten Jahren 37—51 kg Gold, 1857—2579 kg Silber und 768—1064 t Blei; Verhältnis: 1 Teil Gold auf 50—60 Teile Silber).

Kapnik ist durch Silber-Blei-Zinkgänge mit verhältnismäßig wenig Gold ausgezeichnet (Produktion in den letzten Jahren 15—24 kg Gold, 1651—2405 kg Silber, 206—296 t Blei jährlich. Verhältnis: 1 Teil Gold auf meist 90—120 Teile Silber).

Die Gänge sind innerhalb eines jeden Grubengebietes hauptsächlich Parallelgänge, mit Quarz als Hauptausfüllung. Bei Kapnik findet sich außerdem auch etwas Flußspat. Das Vorkommen ist durch die vielen, oft schön kristallisierten Mineralien (Manganspat, Schwerspat, Rhodonit, Fahlerz, Antimonglanz, Bournonit, Jamesonit, Freieslebenit u. s. w., selten auch Wolframit) bekannt.

Der Betrieb der dortigen, meist ärarischen Bergwerke, ist ebenfalls uralt, er stammt aus der Zeit um 1200 oder noch früher.

Die Verbreitung einiger anderer, jetzt nicht mehr ausgebeuteten karpatischen Silber-Goldgänge ist auf der Karte (Fig. 1) angegeben.

Das Siebenbürgische Erzgebirge.

Das Siebenbürgische Erzgebirge enthält die wichtigsten Goldvorkommen in ganz Europa.

Das Gold führende sogenannte „Dreieck" — oder richtiger „Viereck" — mit den Ecken Offenbanya, Zalatna, Nagyag und Karacs (siehe v. Papps Karte in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 306) — hat eine Länge von ca. 55 und eine größte Breite von ca. 33 km und besteht aus einem Kern archäischer Gesteine von geringer Ausdehnung. Darüber breiten sich Melaphyr und jurassische Kalkklippen, dann Karpatensandstein (kretazäisch, vielleicht zum Teil auch alteozän) und endlich tertiäre Sedimente und Tuffe, hauptsächlich des Mediterrans aus. Mit den letzteren sind tertiäre Eruptivgesteine verbunden, die besonders aus Andesit und Dacit, untergeordnet auch aus Rhyolith, bestehen und eine große Anzahl meist ziemlich kleiner Felder bilden.

In mineralogischer Beziehung ist Nagyag dadurch besonders charakterisiert, daß das Gold in Tellurverbindungen (Bd. I, S. 68) als Sylvanit, Nagyagit mit etwas Petzit und Krennerit vorkommt. Auch bei Offenbanya (S. 23) führen einige Gänge Gold ausschließlich als Tellurverbindungen (namentlich Sylvanit, aber auch untergeordnet Nagyagit); andere enthalten zugleich Gediegen Gold und Tellurgold; wiederum andere nur Gediegen Gold.

Auf anderen siebenbürgischen Gruben findet man als Seltenheit Tellurgold und andere Tellurverbindungen (Hessit = Tellursilber, Tellurwismut, Tellurit) und Gediegen Tellur. Auf den meisten und ergiebigsten Gängen fehlt aber Tellurgold vollständig, und nur Gediegen Gold kommt vor.

Der größte Teil der jetzigen Goldproduktion Siebenbürgens, etwa $^{19}/_{20}$, stammt aus Gediegen Gold, und nur etwa $^{1}/_{20}$ aus Tellurgold (fast ausschließlich von Nagyag).

Die Golderze sind vorzugsweise begleitet von einer Reihe von Silbererzen (Silberglanz, Rotgültig, Stephanit, Gediegen Silber u. s. w.), von etwas Schwefelkies, Bleiglanz, Zinkblende u. s. w., verschiedenen Antimonerzen (Antimonglanz, Bournonit, Fahlerz u. s. w.) und endlich einigen Arsenerzen, besonders Arsenkies.

Das Gediegen Gold der meisten Gänge Siebenbürgens hat einen relativ hohen Silbergehalt; so haben beispielsweise die bekannten Goldkristalle von Verespatak 30—35 Proz. Silber. Hierzu kommt die Beimischung von Silbererzen, so daß das Erzgemenge häufig das Mehrfache des Goldes an Silber führt (S. 20).

Unter den Gangarten nimmt Quarz in der Regel die erste Stelle ein. Kalkspat kommt auch recht reichlich vor, bisweilen sogar in ebenso großer oder noch größerer Menge als Quarz. Typisch ist die allgemeine Verbreitung der Manganmineralien; so sind Manganspat und Manganocalcit auf vielen Gängen, wie z. B. bei Nagyag und Verespatak, sehr reichlich vertreten. Rhodonit wird häufig in Verespatak gefunden; Manganblende (MnS) tritt hier und in Nagyag auf.

Die in der Regel sehr schmalen Erzgänge sind im allgemeinen Füllungen von tektonischen Spalten und nicht von Kontraktionsklüften.

Ueber das unmittelbare Nebengestein der Gänge gibt folgende Tabelle Aufschluß:

Bei Nagyag: Hornblendereicher Dacit.

Bei Offenbanya: Hornblendereicher Dacit im Uebergange zu Hornblendeandesit.

Bei Hondol, Troicza-Tresztya, Nagy-Almas und Korabia-Vulkoj: Hornblendeandesit.

Bei Muszari: Andesit und Melaphyr (oder Melaphyrtuff).

Bei Verespatak: Hornblendearmer Dacit und Rhyolith, außerdem Karpatensandstein und sogenanntes „Lokalsediment".

Bei Boicza: Melaphyr (mit Quarzporphyr) und eine Kalkscholle im Melaphyr, in der Nähe von Hornblendeandesit.

Schon im Altertum wurde Gold an mehreren Stellen in Siebenbürgen gewonnen, zum Teil durch Verwaschen der übrigens ziemlich armen Seifen.

Die gesamte Goldproduktion Siebenbürgens betrug:

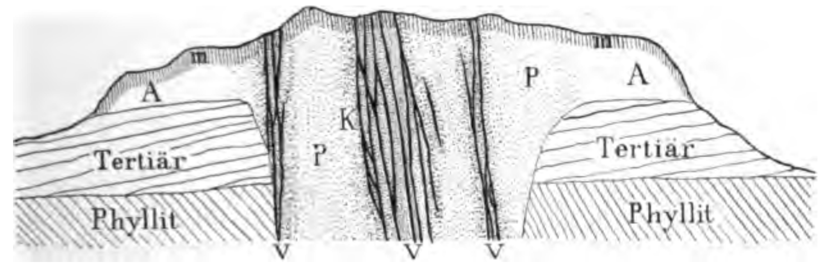
1770	rund 300 kg Gold		1890	1570 kg Gold
1787	„ 700 „ „		1895	2274 „ „
1810	„ 210 „ „		1900	2260 „ „
1841	„ 1140 „ „		1905	2725 „ „
1858	„ 700 „ „		1908	2311 „ „

Die Produktion ist also in der letzten Zeit gestiegen. Dies rührt im wesentlichen von reichen Anbrüchen in der Rudaer 12 Apostelgrube mit einer jährlichen Produktion von 1600—1900 kg Gold in den letzten Jahren her. Nagyag liefert meist 80—100 kg Gold neben 200—250 kg Silber jährlich. Nagyag und z. T. Verespatak sind ärarisch, die anderen Gruben dagegen im Privatbesitz.

Als untere Grenze für die Bauwürdigkeit rechnet man in Siebenbürgen folgende:

Gewonnene Erzmenge pro qm Gangfläche		Mit einem Nettoausbringen von Gold
0,5 t pro Quadratmeter	mit	ca. 15 g Gold pro Tonne
1 „ „ „	„	„ 12 „ „ „ „
1,5 „ „ „	„	„ 10 „ „ „ „
2 „ „ „	„	„ 8 „ „ „ „

Bei Nagyag treten die Gänge innerhalb eines Eruptivstockes von propylitisiertem Dacit auf (siehe das Idealprofil Fig. 4 von Bela v. Inkey). In diesem ziemlich kleinen Eruptivfeld kommt auch Andesit vor. Innerhalb eines Dacitgebietes von ca. 1000 m Länge und ca. 950 m Breite findet sich eine außerordentlich große Zahl von oft annähernd nordsüdlich streichenden, steilstehenden Erzgängen, die meist nur 10 cm, selten 30 cm mächtig sind. — Außer Tellurgold (S. 39) kommt als Seltenheit auch Gediegen Gold vor, welches als sekundäre Bildung aus Tellurgold — in ähnlicher Weise wie die Silberdrähte auf



A = Dacit. P = Propylit. K = kaolinisierter Dacit, unmittelbar an den Erzgängen. V = Erzgänge. m = Oberflächenverwitterung.

Fig. 4. Idealisiertes Profil von Nagyag (nach B. v. Inkey, 1885).

Silberglanz von Kongsberg (Bd. I, S. 130 und unten bei „Kongsberg") — erklärt wird.

Die Gänge lassen sich in drei Formationen teilen:

1. Die Quarz-Tellurformation: Quarz mit Sylvanit, seltener Nagyagit; Schwefelkies, Fahlerz.

2. Die rotkarbonspätige Tellurformation: Manganspat, etwas Quarz, Manganblende und Nagyagit; Fahlerz, Schwefelkies, Bournonit. Sekundär: Arsen, Schwefel u. s. w.

3. Die Formation der Schwefelmetalle: Bleiglanz, Blende, Schwefelkies mit Kalkspat und Braunspat.

Auf vielen Gängen kommt „Glauch" vor, der wohl als eine Reibungsbreccie aufzufassen ist, deren Bruchstücke ebenso wie ihr Bindemittel dem zerbrochenen und zerriebenen Nebengestein der Spalten entstammen.

Die edelsten Erzanbrüche finden sich an den Durchkreuzungen vieler Gänge, die man als „Erzstöcke" bezeichnet. Gelegentlich trifft man sehr reiche Anbrüche; so gewann man im Jahre 1883 (oder 1884) in drei Tagen an einer Stelle Gold im Wert von 28 000 Gulden aus einer Gangfläche von nur 2 qm bei 2 dm Mächtigkeit.

Der Bergbau von Nagyag begann im Jahre 1747. Das Element Tellur wurde im Erz von Nagyag entdeckt. — Die Grube wird durch den 5012 m langen Franz-

Joseph-Erbstollen gelöst. — Nagyag produzierte (nach B. v. Inkey) von der Eröffnung des Werkes im Jahre 1748—1882 nach Abzug der Hüttenverluste 39 995,6 kg güldisches Silber, in einem Werte von 26,32 Mill. Gulden (entsprechend etwa 18 000 kg Gold und 22 000 kg Silber). Nach Abzug von Zubußen in einigen Jahren betrug der Reingewinn 5,04 Mill. Gulden. — Bis 1902 belief sich die gesamte Produktion auf 46 335 kg güldisches Silber, und in den 6 Jahren 1903—08 sind 556 kg Gold und 1387 kg Silber produziert worden. Die gesamte bisherige Leistung des Werkes kann also zu etwa 22 000 kg oder 22 t Gold angegeben werden.

Die Umgebung des in historischer Beziehung und wegen seiner Goldkristalle berühmten Verespatak (oder Vöröspátåk = Rotbach) besteht aus Dacit — mit auffallend großen Quarzdihexaedern — und Rhyolith, welche die bis 1143 m hohen Berge Kirnik und Boy mit der berühmten Csetatye bilden, aus Karpatensandstein und dem sogenannten „Lokalsediment“ (Pošepnýs), das nach Semper ein Produkt von vulkanischen Schlammausbrüchen sein dürfte. Etwas entfernter treten auch Andesite auf.

Die Erzgänge — mit Goldkristallen (S. 40), Freigold und goldhaltigem Kies, Quarz, Manganspat u. s. w. (ebenda) — setzen in Dacit und Rhyolith und in dem Lokalsediment auf; sie verlieren sich größtenteils in dem löchrigen Karpatensandstein. Das von den Gängen durchschwärmte Gebiet hat eine Länge von ca. 2,5 und eine Breite von ca. 1,5 km.

Die Erzgänge sind meist sehr wenig mächtig und zeigen kurze Ausdehnung im Streichen und Fallen; sie treten aber in sehr bedeutender Anzahl auf und finden sich oftmals so dicht beieinander, daß die ganze Gebirgsmasse auf Gold abgebaut wurde. So entstand die aus der Römerzeit stammende gewaltige Pinge des Csetatye mare (große Festung) auf dem Gipfel des Boy, dann der sogenannte Katroncza-Stock (Höhe 130 m, Breite 20—40 m). Hier wurde allein in den Jahren 1823 und 1824 Gold im Wert von 1 Mill. Gulden gewonnen.

Über die metasomatischen Vorgänge dieses Vorkommens siehe unten.

Der Bergbau stammt aus der Zeit der Römer (106—276 n. Chr.). — Nach einem uralten lokalen Bergrecht von Verespatak verlieh man früher an eine Unzahl sehr kleiner Gewerkschaften oder an einzelne Bauern äußerst kleine Grubenfelder von würfel- oder kugelförmiger Begrenzung, also ohne Fortsetzung nach der Tiefe. Jede kleine Gewerkschaft oder jeder Bauer hat noch seine eigene minimale und höchst primitive Pocheinrichtung. Im ganzen gibt es innerhalb eines ziemlich kleinen Gebietes nicht weniger als ca. 6000 Pochstempel. In den Anlagen werden angeblich nur etwa 40 Proz. des wirklichen Goldinhaltes gewonnen.

Außerdem arbeitet dort das Königl. Ungarische Bergärar und eine größere (französische) Privatgesellschaft.

Besonders in älterer Zeit gewann man in dem Distrikt sehr viel Gold; in den letzten Jahren war die Ausbeute ziemlich gering.

Die dicht beieinander liegenden, jetzt zu einer Gesellschaft vereinigten Bergwerke Muszari und Ruda (12 Apostel) lieferten in den letzten Jahren den überwiegenden Teil, nämlich etwa zwei Drittel (siehe S. 40) der gesamten Goldproduktion Siebenbürgens. In diesem Gebiete hat ein Melaphyrtuff große Verbreitung, der von mehreren Andesiteruptionen durchbrochen wird. In der Hauptgrube zeigt sich das nördliche Ende des Andesit-

feldes von einer NW—SO verlaufenden Bruchlinie durchsetzt, die erzführend ist und einen der Hauptgänge, den Klaragang, bildet. Eine zweite, nahezu nordsüdliche Bruchlinie durchschneidet den östlichen Rand des Andesitgebietes; hier entstand der zweite Hauptgang, der Carpingang. Dort, wo die beiden Bruchlinien sich kreuzen, war das Erzvorkommen am reichsten, und es entwickelte sich hier eine besonders edle Erzsäule von etwa 50 m horizontaler und 80 m vertikaler Ausdehnung, die einige Tausend Kilogramm Gold geliefert hat. Auch die übrigen dortigen Gänge charakterisieren sich als tektonische Spalten, deren Erzführung im allgemeinen um so geringer wird, je weiter sie sich von den Ausbruchstellen der Andesite entfernen.

Eine besondere Stellung nimmt das Vorkommen von Boicza insofern ein, als die Goldgänge hier in dem jurassischen Melaphyr und Quarzporphyr aufsetzen; freilich beträgt der Abstand von dem nächsten zutage liegenden tertiären Hornblendeandesit nur etwa 3 km.

Cartagena und Mazarron im südöstlichen Spanien.

Literatur.

A. Osann, Ueber die Eruptivgesteine und über den geologischen Bau des Cabo de Gata. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 41, 1889 und Bd. 43, 1891. — R. Pilz, Die Bleiglanzlagerstätten von Mazarron. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905 und Die Erzlagerstätten von Cartagena. Ebenda 1908. — Derselbe, Dissertation über Mazarron. Dresden u. Freiberg 1906. In diesen Arbeiten ist die einschlägige, besonders die spanische Literatur zitiert.

Die zwischen dem Cabo de Gata und dem Cabo de Palos bei Cartagena liegende schmale Küstenzone der Iberischen Halbinsel war zur Zeit des Tertiärs der Schauplatz lebhafter vulkanischer Tätigkeit mit Ausbrüchen von Liparit, Dacit, Andesit und Basalt. Nach Osann erscheinen die Eruptionspunkte hier zu drei parallelen Zügen gruppiert (Fig. 5).

In innigem Zusammenhang mit diesen Eruptivgesteinen, namentlich mit den Andesiten und Daciten, treten in der Umgebung von Mazarron und Cartagena Erzlagerstätten auf.

Bei Mazarron liegen die Gänge in einem Distrikt von 8 km Länge und 3—4 km Breite teils innerhalb des Dacits, teils setzen sie in den vom Eruptivgestein eingeschlossenen Glimmerschiefer-, Amphibolit-, Dolomit- und Quarzitschollen oder schließlich am Kontakte zwischen Dacit und den Urgebirgsschollen auf. In den oberen Teufen scheinen die Erzgänge innerhalb des Dacits hauptsächlich Ausfüllungen von Kontraktionsklüften zu sein. In Tiefen von 400 und 500 m dagegen dürfte es sich vorzugsweise um tektonische Spalten häufig vom Charakter der zusammengesetzten Gänge handeln. Die Zahl der Gänge nimmt nach der Tiefe schnell ab (Fig. 6), gleichzeitig verarmen die meisten Spalten in einer Tiefe von 400—500 m.

Die wichtigsten Erze sind Bleiglanz mit meist 1,5 und selten 3—6 kg Silber pro Tonne, Zinkblende, Schwefelkies, Markasit, etwas Kupferkies u. s. w. Als Gangarten treten Spateisenstein, Kalk- und Magnesia-

karbonat, etwas Schwerspat und Quarz auf; als sekundäres Mineral findet sich Gips. In sehr geringer Menge wurden Magneteisen und Eisenglanz und als mineralogische Seltenheit Quecksilber nachgewiesen. — In der Oxydationszone fand man viel Brauneisen, Blei- und Zinkkarbonate, Pyromorphit, Mimetesit u. s. w. und etwas Gediegen Silber.

Das Ganggebiet der Umgegend von Cartagena hat 10 km Länge bei 5 km Breite und enthält, ähnlich wie bei Mazarron, sowohl Gänge innerhalb des Eruptivgesteins (hier meist Andesit), als auch Gänge zwischen Eruptivgestein und triadischem Dolomit oder Schiefer, sowie endlich Quer- und Lagergänge in den Schiefern und stock-, schlauch- und lagerförmige Erzkörper im Dolomit. Das wichtigste primäre Erz ist

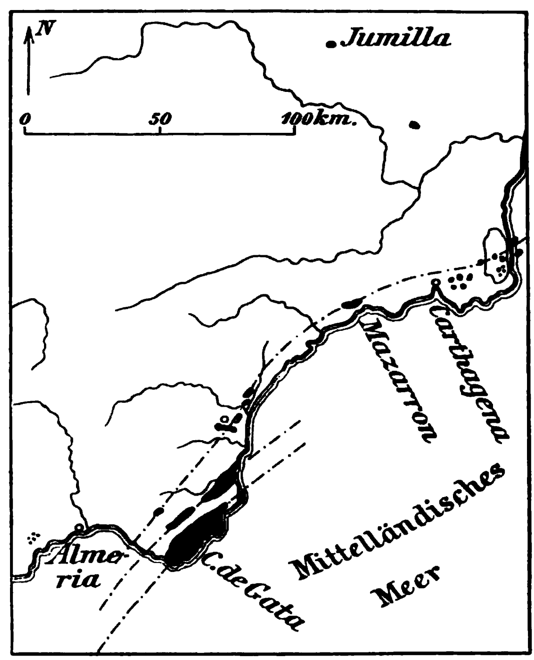


Fig. 6. Uebersicht der reihenförmig angeordneten tertiären Eruptivgesteine (schwarz) zwischen Almeria und Cartagena (nach Osann, 1891).

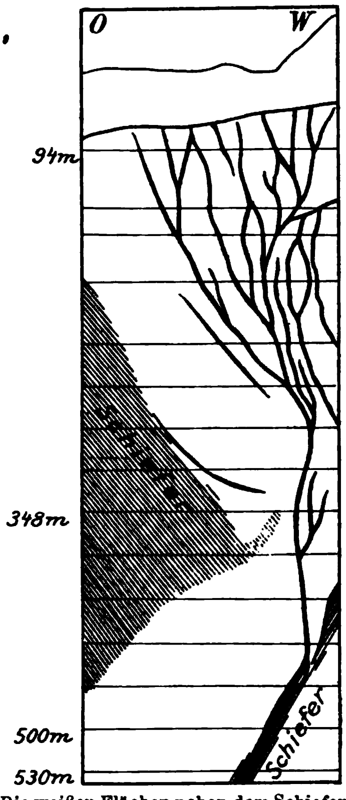
Bleiglanz mit durchschnittlich 1—1,5 kg Silber pro Tonne, es treten außerdem Zinkblende, geschwefelte Kupfererze, viel Schwefelkies und Eisenmanganerze auf. Die Oxydationszone enthielt außer den bei Mazarron bereits genannten Oxydationserzen ziemlich viel Silberchlorid.

Am Ausgehenden einer der Hauptgruben, Monto de los Azules, fand man auch sekundäres Zinnerz (!) in der Form von Holzzinn, welches an den bolivianischen Potositypus erinnert.

Das Nebengestein der Gänge ist stark zu einem propylitischen Gestein umgewandelt, welches reich an Sericit und Kaolin ist. Häufig tritt auch sowohl bei Mazarron wie bei Cartagena Alunit, also ein unreiner Alaunstein auf, der früher zur Alaunbereitung abgebaut wurde, und zwar brauchte man bei Mazarron 7,5 t des unreinen Rohmaterials zur

Erzeugung von 1 t reinen Alauns. Pilz gibt zwar der Ansicht Ausdruck, daß die Alunitbildung keine direkte Folgeerscheinung der vulkanischen Tätigkeit sei, sondern von der Zersetzung des Schwefelkieses der Gänge herrühre, indessen erscheint es immerhin möglich, ja wahrscheinlich, daß der Alunit in ähnlicher Weise wie bei Goldfield (S. 18) zum größten Teil oder ausschließlich ein unmittelbares Fumarolenprodukt darstellt, welches zugleich mit den Erzgängen durch Thermen gebildet wurde.

In den Gruben von Mazarron trifft man nicht selten Exhalationen oder Ausströmungen von Kohlensäure (93,5 Vol.-Proz. CO_2, 5,6 N, 0,9 O und Spuren von H_2O) an. Mitunter tritt das Gas in solcher Menge in die Grubenbaue, daß sich Betriebsstörungen daraus ergeben. Am 16. Februar 1893 büßten durch einen Gasausbruch 28 Beamte und Arbeiter ihr Leben ein. An einer Stelle war die Mofette noch 10 Jahre nach dem Beginn der von Wasser begleiteten Exhalationen in Tätigkeit. Zuweilen findet man die Kohlensäure in den Spalten des Gesteins unter hohem Druck stehend, und besonders häufig haben heftige Gasausbrüche beim Anfahren des Kontaktes zwischen Eruptivgestein und Schiefer stattgefunden. — Pilz sah 1905 (siehe Lit.) die Ansammlungen von stark gepreßter Kohlensäure als Bildungen an, die in engster Beziehung zu der Eruption des Dacits stehen sollten; im Jahre 1908 wies er dagegen auf die Möglichkeit der Entstehung durch Einwirkung schwefelsäurehaltigen Wassers auf Karbonate in den Gängen und im Nebengestein hin.



Die weißen Flächen neben dem Schiefer geben die Verbreitung des Dacits an, oben Sand- und Tondecke.
Fig. 6. Vertikalschnitt der Grube Santa Ana bei Mazarron.
(Nach Pilz, Z. f. pr. Geol. 1905.)

Die Lagerstätten von Mazarron sind schon von den Phöniziern, Karthagern und Römern bearbeitet worden, und zwar kamen die letzteren bis zu 360 m (!) Tiefe. — Später lagen die Gruben mehr als ein Jahrtausend fast völlig still, bis man sie bei Cartagena im Jahre 1839 und bei Mazarron um das Jahr 1870 wieder aufnahm. In den letzten Jahrzehnten war der Bergbau an beiden Orten recht lebhaft. So produzierten die Gruben von Mazarron 1904 mehr als 30 000 t Bleierze mit 58 Proz. Blei und 1694 t Zinkerz mit 35—40 Proz. Zink. Als Nebenprodukt gewann man 5000 t Eisenerz.

Bei Cartagena war die Produktion noch umfangreicher, sie erreichte hier 80 000 t Blei- und etwa 85 000 t Zinkerz.

Auch in der Nähe von Cabo de Gata (Fig. 5) sind Andesit-, Dacit- und Liparitergüsse die Begleiter und Träger einer großen Anzahl

von Lagerstätten, die besonders wie bei Pinar in der Sierra de Bedar auf Bleiglanz mit etwas Kupfererz gebaut werden.

Die in der Nähe ausgebeuteten Eisenerzvorkommen von Serena und Tres Amigos mit einer jährlichen Produktion von rund 100 000 t Brauneisenerz, welches durch Oxydation aus Spateisen entstand, werden als metasomatische Bildungen aufgefaßt, die vorzugsweise an der Grenze zwischen Kalkstein und Schiefer auftreten. In der Sierra Almagrera in der Nähe der Küste, ungefähr in der Mitte zwischen Cabo de Gata und Mazarron, wurde unter großen Wasserschwierigkeiten — die Gänge dürften hier mit dem Meere kommunizieren — silberreicher Bleiglanz mit Spateisenstein gewonnen; bei Herrerias wird auf Silber und Eisenerz gebaut[1]).

Pontgibaud in Frankreich.

Literatur.

Lodin, Étude sur les gîtes métallifères de Pontgibaud. Ann. d. Mines, sér. 9, t. I, 1892, S. 389—505; Auszug in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893, S. 310—319. — Die geologischen Kartenblätter von Moulins, Gannat und Clermont.

Das 14 km lange und ungefähr 4,5 km breite Ganggebiet von Pontgibaud, im Departement Puy-de-Dôme, liegt an der Westseite des großen tertiären Eruptivfeldes der Auvergne[2]). Inmitten des Ganggebiets erhebt sich bei Chalusset ein kleiner alter Vulkankegel. Die Erzgänge setzen in Gneis und Glimmerschiefer auf und erfüllen Gangspalten, die hauptsächlich älteren Granitgängen folgen. Gangart sind namentlich Quarz und etwas Schwerspat; das Haupterz ist Bleiglanz mit etwas Schwefelkies, Zinkblende, seltener sind Bournonit, Fahlerz u. s. w. Der Silbergehalt des Bleiglanzes nimmt mit der Tiefe ab. Man nimmt für die Gangspalten, auf denen, wie bereits oben erwähnt, ebenfalls Kohlensäureexhalationen häufig auftraten, ein miozänes Alter in Anspruch.

Der Bergbau begann hier spätestens im Jahre 1554, war in den 1860er, 70er und 80er Jahren recht bedeutend. Während 1890 noch 489 Arbeiter beschäftigt waren, ist er jetzt eingestellt.

Die Vereinigten Staaten.

Literatur.

Eine vorzügliche Uebersicht gibt Waldemar Lindgren, The Geological Features of the Gold Production of North America, Trans. Amer. Inst. Min. Eng. XXXIII for 1902 und A Geological Analysis of the Silver Production of the United States in 1906, in Contributions to Economic Geol., U. St. Geol. Surv. Bull. Nr. 340, 1908. — Aeltere Uebersichten sind u. a. in den unten bei Comstock zitierten Arbeiten von F. v. Richthofen; in Edward Sueß, Zukunft des Goldes (1877) und Zukunft des Silbers (1892); S. F. Emmons and G. F. Becker, Geological Sketches of the Precious Metal Deposits of the Western United States, Washington

---

[1]) F. Fircks, Ueber einige Erzlagerstätten der Provinz Almeria in Spanien Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906.

[2]) Siehe Michel-Lévy, Massif du Mont-Dore etc. Guide géol. des excursions du VIII. Congr. géol. intern. 1900, XIV.

1885. Siehe auch J. F. Kemps, Ore Deposits of U. St. and Canada und C. R. Van Hise, A Treatise on Metamorphism. U. St. Geol. Surv. Monogr. XLVII, 1904.

Bei den einzelnen Erzdistrikten wird besonders auf die umfassenden von der United States Geological Survey veröffentlichten Beschreibungen hingewiesen, die vor einigen Jahren namentlich von G. F. Becker, S. F. Emmons, A. Hague, Whitman Cross und in den letzten Jahren namentlich von J. S. Diller, J. D. Irving, W. Lindgren, R. L. Ransome und J. E. Spurr verfaßt wurden. In diesen Monographien sind detaillierte und erschöpfende Literaturnachweise zusammengestellt. So geben beispielsweise Lindgren und Ransome in ihrer 1906 erschienenen Arbeit über Cripple Creek eine Liste von 38 früheren Abhandlungen über dieses Gebiet und Ransome 1909 eine entsprechende Literaturübersicht von 17 Arbeiten über Goldfield. In U. St. Geol. Surv. Bull. No. 340, 1908 (Contributions to Econ. Geol.) findet sich S. 153—156 ein Verzeichnis der Publikationen des Survey über Gold und Silber. Wir müssen uns hier auf die allerwichtigsten Arbeiten beschränken.

Comstock in Nevada. Hauptarbeit: G. F. Becker, Geology of the Comstock Lode and the Washoe District, with Atlas. U. St. Geol. Surv., Monogr. III, 1892. — Dabei F. v. Richthofen, The Comstock Lode: Its Character and probable Mode of Continuance in Depth. San Francisco 1866; derselbe, The Natural System of the Volcanic Rocks, Cal. Acad. Sc. 1867; ferner in Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1868, S. 663. — Clarence King, Geologisches in Exploration of the 40 Parallel, U. St. III, 1870, S. 1—96. — F. Zirkel, Mikroskopische Petrographie, in Exploration of the 40 Parallel IV, 1876. — J. A. Church, The Comstock Lode. New York 1879. — E. Lord, Historisches über Comstock; sehr ausführlich; U. St. Geol. Surv., Monogr. IV, 1883. — A. Hague and J. P. Iddings, On the Development of Crystallisation in the Igneons Rocks of Washoe, U. St. Geol. Surv. Bull. Nr. 17, 1885. — Antwort hierauf von Becker, The Washoe Rocks, Cal. Acad. Sc. II, Bull. 6, 1886; ferner in Amer. Journ. Sc. XXXIII., 1887.

Sonst in Nevada. Goldfield. Hauptarbeit: F. L. Ransome, The Geology and Ore Deposits of Goldfield. U. St. Geol. Surv., Professional Paper (P. P.) Nr. 66, 1909; Auszug von Ransome in Econ. Geol. V, 1910. — J. E. Spurr, Geology of the Tonopah Mining District, U. St. Geol. Surv., P. P. No. 42, 1905. — Derselbe, Ore Deposits of the Silver Peak Quadrangle, U. St. Geol. Surv., P. P. Nr. 55, 1906. — J. S. Curtis, Silver-Lead Deposits of Eureka, U. St. Geol. Surv. Monogr. VII, 1884. — A. Hague, Geology of the Eureka District, U. St. Geol. Surv. Monogr. XX, 1892.

Cripple Creek in Colorado. Hauptarbeit: W. Lindgren and F. L. Ransome, Geology and Gold Deposits of the Cripple Creek District., U. St. Geol. Surv., P. P. Nr. 54, 1906. — W. Cross and R. A. F. Penrose, The Geology and Mining Industries of the Cripple Creek District, U. St. Geol. Surv., 16th Ann. Rep. II, 1895.

Sonst in Colorado: W. Cross and S. F. Emmons, Geology of Silver Cliff and the Rosita Hills, U. St. Geol. Surv., 17th Ann. Rep. II, 1896. — J. E. Spurr, G. H. Garrey and S. H. Ball, Economic Geology of the Georgetown Quadrangle, U. St. Geol. Surv., P. P. Nr. 63, 1908. — N. M. Fenneman, Geology of the Boulder District, U. St. Geol. Surv. Bull. 265, 1905. — F. Richard, Ueber Gilpin Co. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. XXVIII, 1899. — S. F. Emmons, The Mines of Custer Co., U. St. Geol. Surv., 17th Ann. Rep. II, 1896. — W. Cross, Geology of the Rico Mountains, U. St. Geol. Surv., 21th Ann. Rep. II, 1900. — F. L. Ransome, The Ore Deposits of the Rico Mountains, U. St. Geol. Surv., 22th Ann. Rep. II, 1902. — Derselbe, Report on the Economic Geology of the Silverton Quadrangle, U. St. Geol. Surv. Bull. 182, 1901. — J. D. Irving, Ore Deposits of the Ouray District, U. St. Geol. Surv. Bull. 260, 1905. — J. A. Porter, The Smuggler Union Mines, Telluride. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1896. — Ch. Weels Purington, On the Mining Industries of the Telluride Quadrangle, U. St. Geol. Surv., 18th Ann. Rep. III, 1898. — S. H. Ball, Southern Nevada, U. St. Geol. Surv., Bull. 308. 1907. — S. F. Emmons, Ueber Eureka, U. St. Geol. Surv. Monogr. XII, 1886; dabei S. F. Emmons and J. D. Irving,

Ueber Eureka, U. St. Geol. Surv. Bull. 320, 1907. — J. E. Spurr, Ueber Aspen, U. St. Geol. Surv. Monogr. XXXI, 1898; Econ. Geol. IV, 1909.

Außerdem in anderen Staaten: W. Lindgren, The Gold and Silver Veins of Silver City, De Lamar and other Mining Districts in Idaho, U. St. Geol. Surv., 20th Ann. Rep. III, 1900. — J. M. Boutwell, A. Keith and S. F. Emmons, Economic Geology of the Bingham Mining District, Utah, U. St. Geol. Surv., P. P. 38, 1905; siehe auch Bull. 213, 225, 260. — S. F. Emmons and J. E. Spurr, Economic Geol. of the Mercur Mining District, Utah, U. St. Geol. Surv., 16th Ann. Rep. II, 1895. — S. F. Emmons, The Delamar and the Horn-Silver Mines; two Types of Ore-Deposits in the Deserts of Nevada and Utah. Amer. Inst. Min. Eng. 1901. — G. W. Tower and G. O. Smith, Geology and Mining Industry of the Tintic District, Utah, U. St. Geol. Surv., 19th Ann. Rep. III, 1899.— W. H. Weed and L. V. Pirsson, Geology and Mineral Resources of the Judith Mountains of Montana, U. St. Geol. Surv., 18th Ann. Rep. III, 1898. — Außerdem die jährlichen Contributions to Economic Geology, des U. St. Geol. Surv.

Wir beginnen mit einer Uebersicht der jährlichen Gold- und Silberproduktion der Vereinigten Staaten[1]).

		(In t = 1000 kg) Gold	Silber
	1800—1848 jährlich	ca. 1,5 t	0,0 t
Durchschnittlich jährlich	1851—55	88,8 „	9,3 „
	1856—60	77,1 „	6,2 „
	1861—65	66,7 „	174,0 „
	1866—70	76,0 „	301,0 „
	1871—75	59,5 „	564,8 „
	1880	54,2 „	943,0 „
	1885	47,8 „	1124,6 „
	1890	49,4 „	1695,5 „
	1895	70,5 „	1441,1 „
	1900	117,6 „	1793,4 „
	1905	132,7 „	1745,3 „
	1910	144,5 „	1755,4 „

Die Entdeckung des Seifengoldes in Kalifornien im Jahre 1848 gab Veranlassung zu der bekannten in kurzer Zeit sich aufs intensivste steigernden Bearbeitung der Trümmerlagerstätten, die ihren Höhepunkt jedoch schon im Jahre 1853 erreichte. Mit der Erschöpfung der Seifen sank die Goldproduktion des ganzen Landes bis zu ihrem Tiefstand in den Jahren 1882—1890. Gleichzeitig wurden viele Goldquarzgänge in Angriff genommen. In den letzten 20 Jahren hat sich die Produktion wieder stark gehoben, und zwar nur zum geringen Teil durch die Entdeckung der Seifen in Alaska (Klondike, Cap Nome), in der Hauptsache vielmehr durch das Emporblühen einiger Gangbergbaudistrikte wie Cripple Creek, Goldfield u. s. w., unter denen die meisten der tertiären Gruppe angehören.

Außerhalb Alaskas wird jetzt nur ziemlich wenig Gold aus Seifen gewonnen. Die Produktion erreichte z. B. 1901 66 Mill. Dollar Gold

[1]) B. Neumann, Die Metalle u. s. w. Halle 1904. — The Mineral Industry; die statistischen Tabellen der Frankfurter Metallges. u. s. w.

aus Gängen, neben nur 12,2 Mill. aus Seifen; davon stammten nicht weniger als 8,2 Mill. von Alaska, und hier fast ausschließlich aus Seifen.

Die erste nennenswerte Silbererzgrube der Vereinigten Staaten wurde im Jahre 1859 auf dem Comstock Lode angelegt. Seit dem Preissturz des Silbers in den Jahren 1892—1894 hat sich die Silberproduktion des Landes, wenn auch mit einer Tendenz zum Sinken, ungefähr konstant erhalten.

W. Lindgren[1]) gliedert die Goldvorkommen in den Vereinigten Staaten, Mexiko und Canada in folgende Gruppen:

1. Kontaktlagerstätten, die zwar für die Vereinigten Staaten wenig wichtig sind, aber in Mexiko etwas größere Bedeutung erlangen[2]).

2. Präkambrische Gänge, in den Vereinigten Staaten namentlich im Appalachischen Gebirge (Georgia, Nord- und Südcarolina, Tennessee, Maryland, Virginia) und in den Black Hills in Süddacota.

3. Kretazäische Gänge an der pazifischen Küste, in einer langen Zone von Mexiko bis zum zentralen Teile Kaliforniens — hier in sehr reicher Entwicklung — und bis zum nördlichen Kalifornien, südwestlichen und nordöstlichen Oregon und Idaho und schließlich noch weiter nördlich in Britisch-Columbia und in Alaska. — Die Gänge sind Quarzgänge mit Freigold und goldhaltigen Sulfiden. Sie treten in Verknüpfung mit Graniten und Dioriten auf und sind wegen der starken Denudation und des oft groben Kornes des Gediegen Goldes von bedeutenden Goldseifen begleitet. Diese ältere Goldquarzzone erstreckt sich entlang der Ostseite des Sacramentotales und der Sierra Nevada, während die Quecksilberzone der Coast Range in der Nähe des Stillen Ozeans verläuft.

4. Spätkretazäische oder zum Teil frühtertiäre Gänge des Central Belt im zentralen und östlichen Teile der Cordilleren, namentlich an mehreren Stellen in Arizona, Nevada, Utah, Colorado (Leadville), Idaho, Montana u. s. w.

5. Tertiäre, hauptsächlich postmiozäne Gänge in Verknüpfung mit tertiären Eruptivgesteinen, namentlich mit Andesit und Dacit, seltener Rhyolith (Liparit) und Basalt, ausnahmsweise Phonolith und durch Propylitisierung des Nebengesteins gekennzeichnet.

Mitunter führen diese Gänge fast ausschließlich Silber, bezw. Gold, am häufigsten jedoch beide Edelmetalle in annähernd gleichem Wertbetrag. Viele dieser Lagerstätten sind durch ihre überaus reichen, aber lokal begrenzten Bonanzas gekennzeichnet und in vielen Fällen hat man die Abnahme des Erzreichtums nach der Tiefe zu festgestellt. — Das Gold ist auf diesen Lagerstätten meist ziemlich fein im Quarz eingesprengt. Wegen dieser Verteilung und der beschränkteren Denudation sind die Goldseifen dieser tertiären Vorkommen im Gegensatz zu den älteren kalifornischen untergeordneter.

Wir entnehmen Lindgrens Arbeit eine statistisch-geologische Uebersicht über die Goldproduktion Mexikos, der Vereinigten Staaten

[1]) W. Lindgren a. a. O. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. XXXIII, 1903.

[2]) Siehe unter anderen W. H. Weed, Elkhorn Mining District in Montana, U. St. Geol. Surv., 22. Ann. Rep. — W. Lindgren, The Character and Genesis of Certain Contact-Deposits, Trans. Amer. Inst. Min. Eng., Febr. 1901 und W. H. Weed, Ore Deposits near Igneous Contacts, ebenda Okt. 1902.

und Canadas bis zum Jahre 1900 und ergänzen sie durch statistische Angaben für das Jahr 1908. Die Zahlen bezeichnen Millionen Dollar (1 Mill. Dollar = 4,2 Mill. Mark entsprechend 1505 kg oder rund 1,5 t Gold. Eine Unze Gold wiegt 31,1 g und hat 20,672 Dollar Wert). Die statistische Verteilung auf die verschiedenen Lagerstättengruppen kann selbstverständlich nicht genau sein (siehe Tabelle unten).

Die tertiären, an junge Eruptivgesteine gebundenen Goldgänge und die mit ihnen außerordentlich nahe verwandten Silbergänge erstrecken sich über eine sehr große Metall-Provinz, die von Mexiko im Süden bis zu dem von der Sierra Nevada im Westen und den Rocky Mountains im Osten begrenzten Great Basin mit seinen vielen und großen tertiären Eruptivdurchbrüchen reicht. Am gehäuftesten erscheinen die Gänge in Colorado, Utah und Nevada, in Arizona und Neumexiko; spärlicher treten sie weiter nördlich, in Kalifornien, Oregon, Washington, Idaho, Wyoming und Montana auf.

Die Goldproduktion von Nordamerika in Millionen Dollars.

		Geologische Verteilung der Produktion					1900		
		Summe seit d. Entdeckung bis 1900	Präkambrisch	Mesozoisch (Pacific Coast-Zone)	Spätkretazäisch[1]) (Zentralzone)	Tertiär[2])	Summe in 1900	Darunter Tertiär	Summe 1908
Vereinigte Staaten	Alaska	30,7	—	29,7	—	1,0	8,2	0,4	19,9
	Washington	21,4?	—	10,0	—	11,4	0,7	0,5	0,3
	Oregon	54,5	—	54,0	—	0,5?	1,7	—	0,9
	Kalifornien	1380,0?	—	1350,0	—	30,0	15,8	1,0	19,3
	Idaho	112,8	—	90,0	—	22,8	1,7	1,0	1,4
	Montana	203,5?	—	—	200,0?	3,5?	4,7	—	3,2
	S.-Dakota	90,0	74,0	—	—	16,0	6,2	2,4	7,7
	Wyoming	1,0?	1,0	—	—	—	1,0	—	—
	Colorado	251,1?	—	—	34,0	217,1	28,8	26,1	22,9
	Utah	27,0	—	—	25,0	2,0?	4,0	?	3,9
	Nevada	250,0?	—	—	20,0	230,0	2,0	2,0	11,7
	Arizona	42,1	—	22,1	—	20,0	4,2	2,2	2,5
	New Mexiko	17,6	—	—	7,6?	10,0?	0,8	0,4	0,3
	Appalachen[3])	47.0	47,0	—	—	—	0,3	—	0.3
Summe für Ver. St.		2528,7	122,0	1555,8	286,6	564,3	79,2	36,0	94,2
Britisch Nordamerika	Nova Scotia	13,7	13,7	—	—	—	0,6	—	—
	Quebec	2,0?	2,0?	—	—	—	—	—	—
	Ontario	1,2?	1,2?	—	—	—	0,3	—	—
	Br. Columbia	70,7	—	70,7	—	—	4,7	—	—
	N. W. Territory	52,6	—	52,6	—	—	22,3	—	—
Summe		140,2	16,9	123,3	—	—	27,9	—	—
Mexiko		200,0?	—	40,0?	—	160,0?	9,0	7,0?	—
Summe Nordamerika		2868,9	138,9	1719,1	286,6	724,3	116,1	43,0	—

[1]) Spätkretazäisch und frühtertiär.

[2]) Meist postmiozän.

[3]) Hauptsächlich Georgia und Süd- und Nordkarolina.

Das aus Seifen gewonnene Gold wird zu den geologischen Ganggruppen, aus denen die Seifen entstanden sind, hinzugerechnet.

Lindgren[1]) hat auch eine geologisch-statistische Uebersicht der Silbervorkommen der Vereinigten Staaten gegeben. Sie lassen sich in folgende Gruppen zusammenfassen:

1. Alte Silbererzgänge in Montana, Idaho und anderen Staaten. Sie treten im Granit auf oder werden von Porphyren begleitet; Quarz ist die gewöhnliche Gangart. Die Gänge sind häufig reich in der Nähe der Oberfläche, wo sekundäre Sulfide und Sulfoantimonate entstanden; in der primären Zone unterhalb des Grundwasserspiegels tritt häufig eine Verarmung der Lagerstätten ein. Ab und zu führen die Gänge ziemlich viel Bleiglanz.

2. Erzgänge in tertiären Eruptivgesteinen (Rhyolith, Dacit, Andesit). Sie führen überwiegend Quarz, gelegentlich auch etwas Chalcedon und sind in vielen Fällen von Adular begleitet. Das primäre Erz ist vorzugsweise Silberglanz, zu dem sich verhältnismäßig geringe Mengen von Blei-, Zink- und Kupfersulfiden gesellen. Im trockenen Klima sind die oberen Teufen ab und zu besonders stark durch Oxydation und sekundäre Bildung von Sulfoantimonaten angereichert. — Typische Beispiele bilden die Vorkommen Comstock Lode und Tonopah in Nevada, Mogollon in Neumexiko und Silver City in Idaho. Die hierher gehörigen Gänge haben gewöhnlich neben Silber einen wirtschaftlich bedeutenderen Gehalt an Gold.

3. Lagerstätten im Kalkstein, die im allgemeinen von Intrusionen von Granit, Diorit, Monzonit und Porphyr begleitet sind. — Die meisten Vorkommen sind reich an Blei, häufig auch an Kupfer und Zink. Quarz und Kalkspat sind die wichtigsten Gangarten. Sekundäres Silbersulfid und -sulfoantimonate finden sich auf diesen Lagerstätten in der Umlagerungszone seltener, dagegen trifft man hier ab und zu viel Gediegen Silber und Silberchlorid, wie beispielsweise bei Leadville in Colorado und Lake Valley in Neumexiko. Mehrere dieser Vorkommen gehören nach unserer Klassifikation zu den metasomatischen bezw. kontaktmetamorphen Lagerstätten.

Die drei genannten Gruppen sind wahrscheinlich Produkte der gleichen erzgangbildenden Prozesse. Die Unterschiede dürften auf der verschiedenen Teufe unter der Oberfläche (primäre Teufe), den wechselnden physikalischen Bedingungen und dem Einfluß des Nebengesteins — ob Kalkstein oder Andesit, Granit u. s. w. — beruhen.

Die zweite Gruppe gehört wahrscheinlich dem jüngeren, die dritte mutmaßlich dem ältesten Tertiär an.

Ziemlich viel Silber wird dabei als Nebenprodukt auf den Kupfererzgängen besonders von Butte in Montana gewonnen.

Von der Gesamtproduktion in Höhe von 57,4 Mill. Unzen Silber im Jahre 1906 stammten 40,4 Mill. von Blei-Kupfer- und Zinkerzen und 16,8 von den eigentlichen quarzigen Silbererzen (Dürrerze).

---

[1]) Lindgren, U. St. Geol. Surv. Bull. 340, 1908.

Die Gänge innerhalb tertiärer Eruptivgesteine lieferten 10,3 Mill. Unzen, und zwar stammten 7,5 Mill. von den gemischten Gold- und Silbererzen. Viele der in der Nachbarschaft tertiärer Eruptivgesteine auftretenden Vorkommen tertiären Alters müssen ebenfalls zu der hier besprochenen jungen Edelmetallgruppe gerechnet werden.

Die Silberproduktion der Vereinigten Staaten betrug:

	Die Angaben sind in Tausend Unzen = 31,1 kg		
	1890	1900	1908
Washington	28	225	87
Oregon	18	115	56
Kalifornien	1 063	941	1 704
Idaho	3 138	6 429	7 558
Montana	13 511	14 195	10 356
S.-Dakota	105	536	197
Colorado	18 376	20 484	10 150
Utah	7 005	9 268	8 451
Nevada	4 697	1 359	9 509
Arizona	1 813	2 996	2 900
New Mexiko	1 251	434	401
Michigan	15	102	294
Missouri	—	—	49
Tennessee	—	—	61
Texas	323	477	447
Alaska	9	73	205
Summe	51 355	57 647	52 441

Von 1859 bis annähernd 1880 stand Nevada mit dem Comstock Lode unter den Silber produzierenden Staaten an erster Stelle.

Besonders verbreitet sind die tertiären Gold-Silbererzlagerstätten in Colorado und Nevada und die mit ihnen verwandten tertiären Silberlagerstätten in Utah.

In Colorado, dem jetzt wichtigsten Edelmetallproduktionsgebiet der Vereinigten Staaten sind, wenn Leadville und einige andere mutmaßlich metasomatische Vorkommen ausgeschieden werden, nur die tertiären, an Eruptivgesteine geknüpften, vertreten (siehe Fig. 7). Der unten näher beschriebene Cripple Creek-Distrikt in Teller County, der sich durch große Mengen von Tellurgold auszeichnet, lieferte in den letzten Jahren über die Hälfte der Goldproduktion Colorados.

Nördlich von Cripple Creek liegen die hauptsächlich an Andesitgänge geknüpften Lagerstätten von Clear Creek, Gilpin und Boulder Counties, die gleichzeitig Gold und Silber enthalten, wenn auch in den letzten Jahren das Gold dem Werte nach das Silber überwiegt.

Gilpin County hat Gänge mit geschwefeltem Golderz und Freigold.

Boulder County liefert hauptsächlich Gold-Tellurerze.

Clear Creek County produziert Schmelzerze mit viel Silber.

In dem zuletzt genannten County betrug die Produktion von 1859—1904 nach Spurr und Garrey 16,1 Mill. Dollar Gold, 63,6 Silber, 3,8 Blei, 0,5 Kupfer und 0,04 Zink.

65 km südlich von Cripple Creek liegen die Silver Cliff- und Rosita Hillsgruben in Custer Co., welche von Whitmann Croß und S. F. Emmons (a. a. O. 1896) beschrieben wurden. Diese benachbarten Vorkommen produzierten von 1880—1894 für 1 822 327 Dollar Gold und 4 055 625 Dollar Silber.

Im südwestlichen Colorado befindet sich, in den Counties San Juan, San Michel und Ouray das Juanerzgebiet. Einige Gänge führen hier nur Silber, andere Gold und Silber und einige ausschließlich Gold. Auf einzelnen Gängen treten Gold- und Silber-Tellurerze in größerer Menge auf, daher der Name Telluride für einen der Distrikte. — Die meisten Vorkommen liegen in mächtigen Andesit- und Rhyolithdecken.

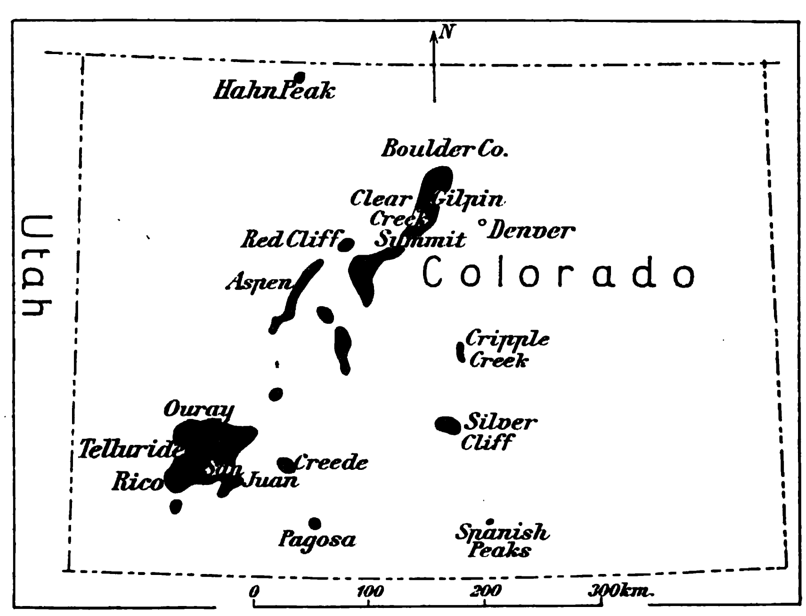


Fig. 7. Karte der wichtigsten Gold-Silber- und Bleigebiete in Colorado. (Nach Spurr und Garrey, U. S. Geol. Surv., P. P. Nr. 63, 1908.)

Die Gruben der Rico Mountains lieferten nach Ransome (a. a. O. 1902) von 1879—1900 ca. 73 000 Unzen Gold und ca. 9 Mill. Unzen Silber, also auf 1 Teil Gold annähernd 125 Teile Silber.

In Utah gehören unter anderen die Tintic- und die Horn Silvergrubengebiete der tertiären Gruppe an; beide führen überwiegend Silber neben etwas Gold. Auf den Gängen der Horn Silver Mine tritt das Erz (Blei-Silbererz mit wenig Gold) an der Grenze von Rhyolith gegen Kalkstein auf. Die Cornonabe Mine, die ebenfalls Blei-Silbererz enthält, liegt im Andesit.

Von Nevada schildern wir genauer den Comstock Lode und die erst in den letzten Jahren entdeckten rasch aufblühenden Bergbaugebiete von Goldfield (hauptsächlich Gold) und Tonopah (Silber mit etwas Gold). Erwähnenswert sind hier weiter der mutmaßlich an Rhyolith geknüpfte Eurekadistrikt, der dem Werte nach $^1/_3$ Gold und $^2/_3$ Silber

und Blei liefert, ferner das Tuscaroragebiet in jungvulkanischen Eruptivgesteinen und der De Lamardistrikt, mit gleichzeitig Silber und Gold.

Bei den übrigen Staaten beschränken wir uns auf die kurze Skizzierung folgender Beispiele:

In Arizona: Commonwealth Mine in Cochise Co.; die Gänge setzen hier im Rhyolith auf und sind sehr ergiebig; dem Wert nach ist das Edelmetallverhältnis $^1/_3$ Gold zu $^2/_3$ Silber.

In Kalifornien liegen viele bedeutende Gruben in Bernardino Co.; sie beuten im Rhyolith aufsetzende Silbererzgänge aus, die mutmaßlich auch mit tertiären Goldgängen verknüpft sind. Hier finden sich außerdem viele der Jungen Gruppe angehörige Gänge am östlichen Fuß der Sierra Nevada. Auf ihnen baut z. B. die Bodiegrube im Andesit, die viel Gold und Silber enthält.

In Idaho sind die Owyhee Gold-Silbererzgänge im Basalt und Rhyolith in der Nähe der Nevadagrenze bemerkenswert. Sie lieferten nach Lindgren (1900) in den Jahren 1880—1893: 313 448 Unzen Gold und 10 540 870 Unzen Silber. — Weiter nördlich liegt die Custer Mine. Wahrscheinlich gehören hierher auch die Rocky Bar- und Atlanta- und die kürzlich entdeckten Thunder Mountaingänge, die angeblich auch im Rhyolith aufsetzen.

Einige tertiäre Edelmetallgänge finden sich außerdem in Oregon, Washington, in Alaska, wo unter anderen die Apollo Goldgrube Gänge im Andesit ausbeutet.

Ein wesentlicher Teil der Silberproduktion Montanas stammt aus dem Kupfergebiete von Butte, wo von 1892—1900 für 331 Mill. Dollar Kupfer, 86 Mill. Dollar Silber und 14,5 Mill. Dollar Gold produziert wurde.

Der Comstock Lode

im Washoedistrikt in Nevada nahe der kalifornischen Grenze liegt 1970 m über dem Meere, unter 39° 20′ nördl. Br. am Ostabhange der Virginiabergkette, einem nordöstlichen Seitenzweig der Sierra Nevada. Der Abstand von der geologisch interessanten rezenten Quecksilberlagerstätte Steamboat Springs (Bd. I, S. 456, 461 und Karte S. 459) beträgt nur 9—10 km. Der Comstock Lode tritt innerhalb eines großen tertiären Eruptivgebietes auf, das im wesentlichen aus Andesiten besteht. Die geologische Erforschung wird durch den in den Jahren 1868—1878 getriebenen, 6,4 km langen Sutrotunnel erleichtert, der die Lagerstätte in einer Tiefe von 500 m erreichte.

Becker (a. a. O. 1882) unterscheidet hier außer Granit, den man in etwas größerer Entfernung von der Grube antrifft, folgende Eruptivgesteine:

Körniger Diorit (am ältesten), porphyritischer Diorit, Quarzporphyr, Aelterer Diabas, Jüngerer Diabas (sogenannter schwarzer Gang), Aelterer Hornblende-Andesit, Augit-Andesit, Jüngerer Hornblende-Andesit und Basalt (am jüngsten). Nach den späteren Untersuchungen von Hague und Iddings (a. a. O. 1885) gehen jedoch die chemisch nahe verwandten Gesteine allmählich ineinander über, da der strukturelle Unterschied auf der Erstarrung in geringerer oder größerer Tiefe beruht. Nahe

der Oberfläche sind die Gesteine glasiger, in der Tiefe, wo die Abkühlung längere Zeit dauerte, dagegen holokristallin und körnig. Der Augit-Andesit ist deshalb nur eine Fazies des von Becker als körniger Diorit (mit uralitisierter Hornblende) bezeichneten Gesteins und des älteren Diabases. Der Hornblende-Andesit ist in entsprechender Weise aufs engste mit dem porphyritischen Diorit verknüpft. Der Quarzporphyr Beckers ist teils ein Dacit, teils ein Rhyolith, und der jüngere Diabasgang muß als Basaltgang aufgefaßt werden.

Nach Hague und Iddings sind die Augit-Andesite die ältesten

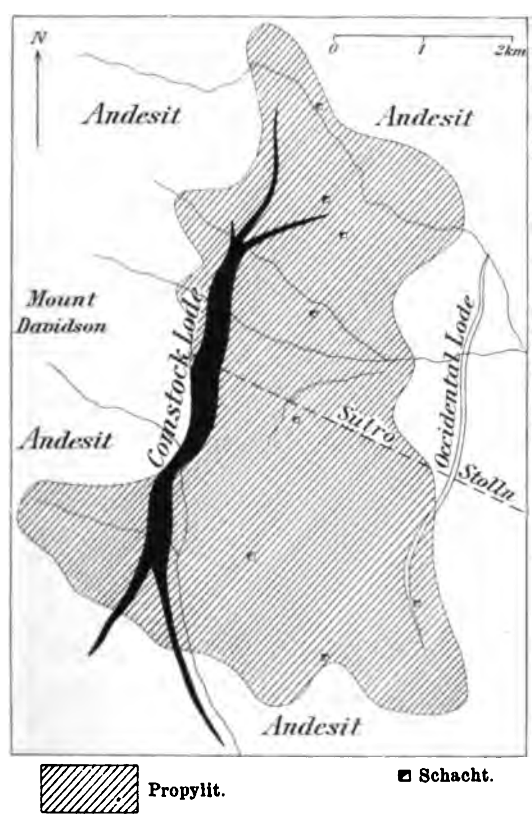


Fig. 8. Karte des Comstock Lode (schwarz) mit dem Verbreitungsgebiet der extremen Propylitisierungszone. (Nach Becker.)

Gesteine, dann folgen die Hornblende-Andesite und zum Schluß die Glimmer-Hornblende-Andesite mit den Daciten, Rhyolithen und Basalten, von denen die letzteren aber nur eine geringe Verbreitung haben.

Der mächtige Erzgang liegt nach Becker auf einer großen Verwerfungsspalte von gewaltiger Sprunghöhe, und zwar nach seiner Nomenklatur mit Diabas im Liegenden und Diorit im Hangenden. Nach Hague und Iddings tritt an beiden Seiten des Ganges derselbe Andesit auf.

Alle Forscher dürften jetzt darin einig sein, daß die sämtlichen

Comstockeruptivgesteine tertiäres Alter haben, und daß die Strukturunterschiede von den verschiedenen Erstarrungsbedingungen abhängen.

Der Hauptgang von Comstock streicht Nord 15° Ost, fällt mit ca. 45° nach Osten ein und ist ungefähr 4,5 km lang. Sowohl nach Norden als auch nach Süden gabelt er sich (siehe die Karte Fig. 8). Mit diesen Verzweigungen erreicht seine Länge fast 7 km.

Der Gang ist als ein gewaltiger Quarz-Brecciengang mit einer Reihe getrennt liegender, überaus reicher Bonanzas aufzufassen. Die Mächtigkeit der Gangmasse, die aus Quarz mit stark propylitisierten, oft ganz tonigen Bruchstücken des Nebengesteins besteht und untergeordnet etwas Kalkspat, Gips, Zeolithe (Chabasit und Stilbit) enthält, beträgt 100 bis mehrere

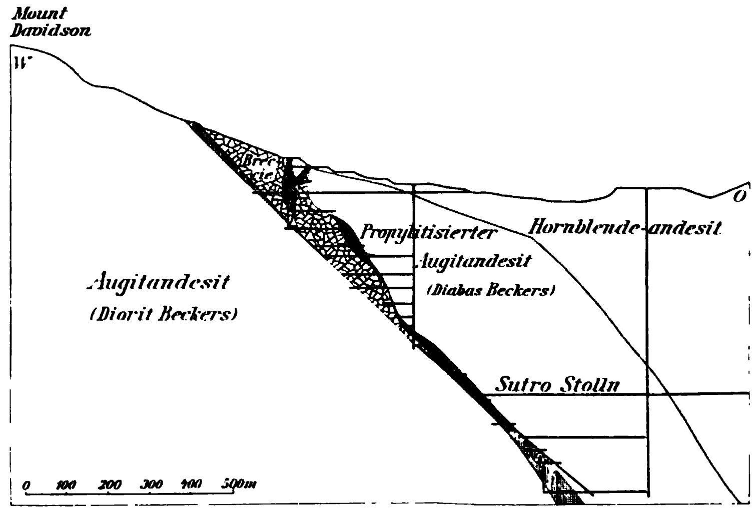


Fig. 9. Querprofil des Comstock Lode. (Nach Becker.)
Dunkel schraffiert = Gangmasse, schwarz = abgebaut, im übrigen Gangbreccie.

hundert Fuß, stellenweise sogar über 100 m (siehe Fig. 9). Auch in der Tiefe finden sich einige Verzweigungen des Ganges.

Der Gang hat an den meisten Stellen zwar Erz, aber so wenig, daß sich der Abbau nicht lohnt. Die reichen Erze sind in einer Reihe von Bonanzas mit gewaltigen Erzmengen konzentriert. Diese Bonanzas, die alles in allem nur $^1/_{600}$ der Gangfläche ausmachen, liegen unregelmäßig in der Gangfläche verteilt und zeigen in der Regel größeres Aushalten im Fallen als im Streichen (siehe Fig. 10). Die Mächtigkeit der Bonanzas steigt gelegentlich bis 15 m und mehr, einige gehen zutage aus, die meisten wurden aber erst in der Tiefe angetroffen.

Die wichtigsten Silbererze der Bonanzas sind Silberglanz, Stephanit und silberreicher Bleiglanz, untergeordnet Rotgültigerz, Polybasit, Gediegen Silber mit auf die Nähe der Tagesoberfläche beschränktem Silberchlorid. Das Gold findet sich hauptsächlich gediegen und zwar meist fein eingesprengt. Es kommen außerdem Zinkblende, Schwefelkies,

Kupferkies u. s. w. vor. Die Zusammensetzung der Erze ergibt sich aus den folgenden Analysen:

	California Mine	Ophin Mine		Savage Mine	Kentuck Mine
SiO_2	67,5	63,4	SiO_2	83,9	91,5
S	8,75	7,92	Fe_2O_3	1,95	0,83
Au	0,079	0,059	Al_2O_3	1,25	1,13
Ag	1,75	2,79	Mn_2O_3	0,64	—
Fe	2,25	5,46	MgO	2,82	1,37
Cu	1,30	1,60	CaO	0,85	1,42
Zn	12,85	14,46	Ag_2S	1,08	0,12
Pb	5,75	4,15	Au	0,02	0,0017
Sb		0,09	ZnS	1,75	0,13
			CuS	0,30	0,41
			PbS	0,36	0,02
			FeS_2	1,80	0,92
			Alkali	1,28	1,05
			H_2O	2,33	0,59

Der $2^1/_3$ km östlich von dem Hauptgang liegende Occidental Lode (siehe Fig. 8) war ohne wirtschaftliche Bedeutung.

Die weitgehende Propylitisierung des Gebietes, welche namentlich im Hangenden des großen Ganges Platz greift (Fig. 9), wurde schon (S. 15) erwähnt.

Der Comstock Lode ist, abgesehen von dem enormen Reichtum seiner Bonanzas, noch wegen der starken Temperaturzunahme nach der Tiefe und wegen des Heißwassereinbruches berühmt. Die Temperatur des festen Gesteins stieg hier durchschnittlich um 1° F. auf 33 Fuß, das ist 1° C. auf 19,5 m, also bedeutend schneller, als man nach der üblichen geothermischen Tiefenskala erwarten sollte. Bei 600—800 m machten sich die Einbrüche heißen Wassers bemerkbar, und bei 900 m stieß man im Winter 1880/81 auf gewaltige Thermen von 75° C., die derartige Wassermengen lieferten, daß jährlich 7 Mill. Kubikmeter heißen Wassers gepumpt werden mußten. Trotz stärkster Ventilation verließ die mit Wasserdampf gesättigte Luft die Grube mit einer Temperatur von 35° C.

Wie Becker nachgewiesen hat, stammt die hohe Temperatur nicht von einer Kaolinisierung oder einer Oxydation von Sulfiden im Nebengestein, sondern ist eine unmittelbare Folge der eruptiven Tätigkeit. Die große Masse von Thermalwasser fällt um so mehr auf, als das Gebiet regenarm und trocken ist.

Die hohe Temperatur auf der 900 m-Sohle machte ein weiteres Abteufen der Schächte unmöglich, und da zu gleicher Zeit die höherliegenden Bonanzas nach und nach erschöpft waren, ging der Bergbau in den 1880er Jahren zurück und wurde 1892 eingestellt. Seit dieser Zeit hat die Arbeit entweder völlig geruht, oder es wurden die aus dem früheren Raubbau stammenden Schliegabfälle aufs neue verarbeitet. Ab und zu baute man auch in der Grube etwas ab.

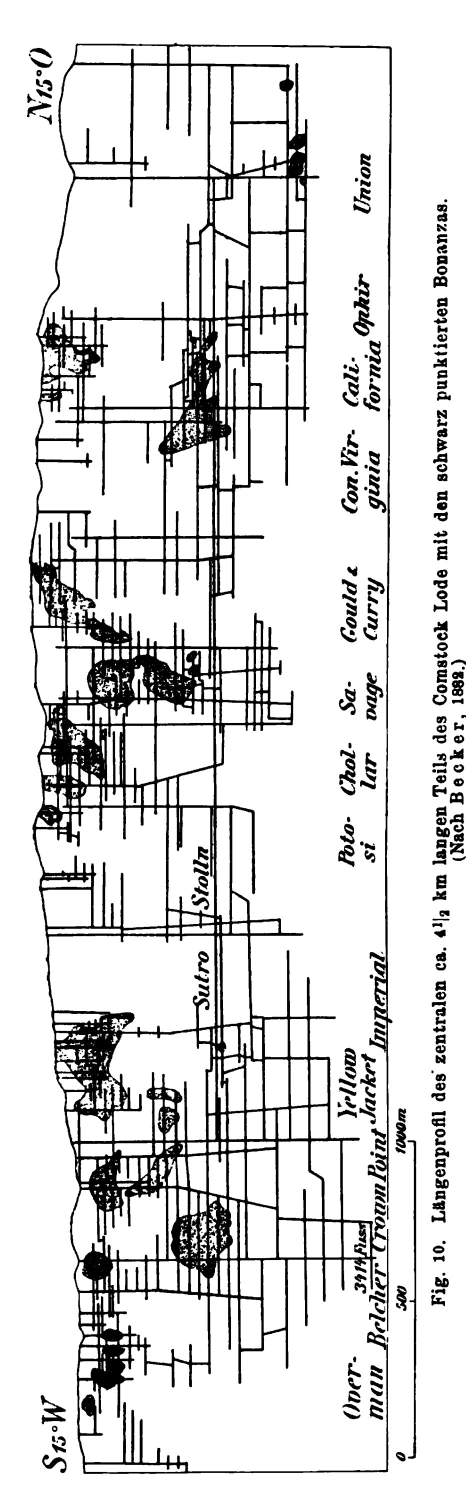


Fig. 10. Längenprofil des zentralen ca. 4½ km langen Teils des Comstock Lode mit den schwarz punktierten Bonanzas. (Nach Becker, 1882.)

Der Comstock Lode lieferte vom Beginn des Betriebes im Jahre 1859 bis 1891 4820 t Silber und 214 t Gold (Bd. I, S. 194) im Werte von 351,2 Mill. Dollar = 1475 Mill. Mark. Wenn man die späteren Betriebe mitrechnet, so betrug der Wert bis zum Juni 1902 369,5 Mill. Dollar = 1552 Mill. Mark[1]).

Besonders bemerkenswert ist, daß diese Menge aus einem einzigen Gange von ca. 4,5 km Länge bis zu 900 m Tiefe stammt. Der Comstock Lode stellt sonach die reichste Edelmetallkonzentration dar, die bisher auf der Erde in einem Gange angetroffen wurde. Den Höhepunkt erreichte das Werk im Jahre 1877 mit einer Produktion von 14,5 Mill. Dollar Gold und 21,8 Mill. Dollar Silber. Diese Mengen entsprachen damals fast einem Drittel der Gold- und fast der Hälfte der Silberproduktion der Vereinigten Staaten.

Bis zum 31. Dezember 1880 wurden bei einer Bruttoproduktion von 306 Mill. Dollar = 1285 Mill. Mark, 118 Mill. Doll. oder 496 Mill. Mark Dividende ausbezahlt.

Das Gewichtsverhältnis der Gesamtproduktion war durchschnittlich 1 Teil Gold auf 22,5 Teile Silber; im einzelnen schwankte auf den verschiedenen Bonanzas und wohl auch innerhalb ein und derselben das Verhältnis der beiden Edelmetalle etwas. Becker gibt in dieser Beziehung folgende bis 1882 geltende Zusammenstellung der wichtigsten Grubengruppen:

---

[1]) Spurr, U. St. Geol. Surv., P.P. Nr. 42, 1905, S. 270.

Gold Hill Group . .	47	Proz.	Gold	zu	53	Proz.	Silber	(dem	Wert	nach)
Central Group . . .	36	„	„	„	64	„	„	„	„	„
Bonanza Group . . .	47	„	„	„	53	„	„	„	„	„
im ganzen bis Ende 1865	32	„	„	„	68	„	„	„	„	„
im ganzen bis 1882 .	42,5	„	„	„	57,5	„	„	„	„	„

Der Entdecker oder einer der Entdecker des weltberühmten Erzganges war ein Canadier namens Henry Comstock, der anfangs viel Geld erwarb, im Jahre 1870 aber als Bettler starb.

Cripple Creek in Colorado.

(Tellurgold in Quarz-Flußspat-Dolomitgängen in und in der Nähe eines phonolithischen Eruptivdurchbruches.)

Im Cripple Creek-Distrikt durchbricht bei ca. 2900 m Meereshöhe ein tertiärer Phonolith präkambrische Granite und Schiefer. Die Eruptionsfolge dürfte nach Lindgren und Ransome (1906) folgende sein: zuerst Latit-Phonolith und Syenit, dann ein zweiter Phonolith, der die Haupteruption darstellt, und Trachydolerit, später basische Gänge von Vogesit, Monchiquit und Trachydolerit, die alle derselben petrographischen Provinz angehören. Außerdem sind Breccien weit verbreitet; und schließlich finden sich in der Nähe von Cripple Creek untergeordnete Gänge von Rhyolith. Eruptive Decken gibt es im Cripple Creek-Gebiet nicht.

Das Eruptivfeld hat eine Länge von ca. 5 engl. Meilen bei etwa 3 Meilen Breite und umfaßt 12,7 engl. Quadratmeilen = annähernd 33 qkm. Wenn man von den Breccien absieht, so kommen auf den Phonolith (Nephelinphonolith mit etwas Sodalith und Nosean) 73,5, auf den Latit-Phonolith 23,9 und auf die anderen Gesteine nur 2,6 Proz.

Die Erzgänge häufen sich innerhalb des Eruptivstockes, mit hauptsächlicher Verbreitung in der Breccie und dem Phonolith, treten aber auch in dem umgebenden älteren Gestein (Granit u. s. w.) auf. Die wichtigsten Gänge, welche jährlich annähernd für ca. 50 Mill. Mark Erz liefern, finden sich in einem Distrikt, dessen Halbmesser nur 2,5 km beträgt. Im großen ganzen zeigen die steilstehenden Erzgänge eine radiale Gruppierung um ein Zentrum in dem nördlichen Teile des Eruptivstockes. Häufig folgen die Erzgänge den scharfen Salbändern der jüngeren basischen Gesteinsgänge. Wenn auch die Goldgänge meist wenig mächtig sind, so häufen sie sich innerhalb bestimmter Gangzüge erheblich (Fig. 11).

Das Gold tritt in Form von Tellurverbindungen auf, hauptsächlich als Calaverit, zum Teil auch als silberhaltiger Sylvanit und untergeordnet in anderen Gold-, Silber- und Bleitelluriden. Gediegen Gold kommt nur sekundär, aber nicht primär vor, Schwefelkies ist häufig. Außerdem findet man etwas Fahlerz und Antimonglanz und eine geringe Menge Bleiglanz, Zinkblende, Molybdänglanz u. s. w. Das Verhältnis zwischen Gold und Silber ist 1 Teil Silber auf ungefähr 10 Teile Gold.

In der meist bis zu einer Tiefe von 70 m reichenden Oxydationszone ist das Tellurgold größtenteils zu Gediegen Gold umgewandelt. An sekun-

dären Mineralien treten Emmonsit (TeO_2 mit etwas Fe_2O_3) und Tellurit (TeO_2) auf.

Die Gangarten sind in der Hauptsache Quarz (ca. 60 Proz.)

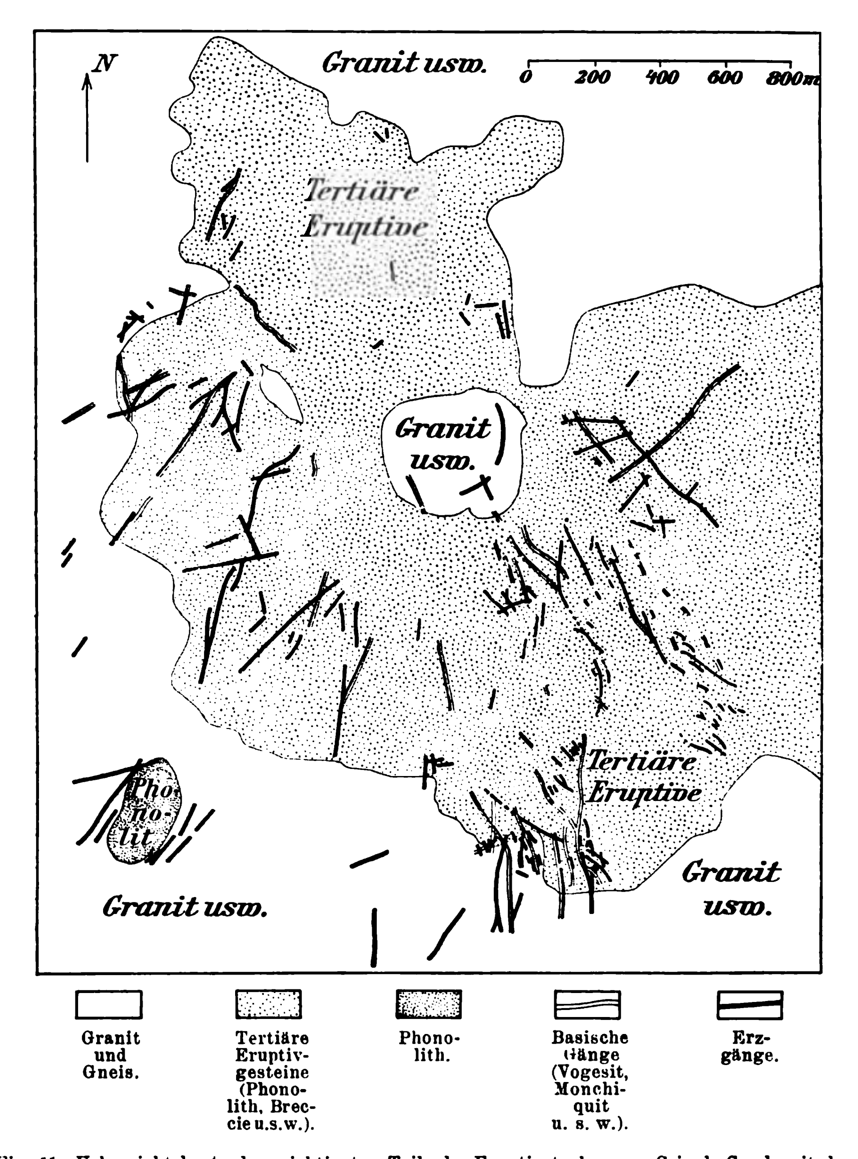


Fig. 11. Uebersichtskarte des wichtigsten Teils des Eruptivstockes von Cripple Creek mit den dazu gehörigen basischen Gesteinsgängen und den Erzgängen. (Nach Lindgren und Ransome, 1906.)

mit etwas Chalcedon und Opal, dann Flußspat und Dolomit zu je 20 Proz., und in sehr geringer Menge Roscoelit (vanadinhaltiger Glimmer), Rhodochrosit (Manganspat), Cölestin u. s. w. Sekundärer Adular (Valencianit) ist nicht selten. Wegen der geringen Mäch-

tigkeit der Gangklüfte sind die eigentlichen Gangmineralien nicht reichlich vorhanden. Ein wesentlicher Teil der Erzmenge sitzt in dem propylitisierten und metasomatisch umgewandelten Nebengestein (S. 17).

Die Erzbildung fand wahrscheinlich unmittelbar nach der Injektion der jüngsten basischen Gänge statt.

Der Bergbau von Cripple Creek begann 1891. Seit 1898 wird hier jährlich für bis 15 Mill. Dollar Gold gewonnen. Die gesamte Produktion betrug bis Ende 1905 $154^{2}/_{3}$ Mill. Dollar = 650 Mill. Mark oder 232 750 kg Gold. Bis zum Schluß des Jahres 1910 dürften bei Cripple Creek für etwa

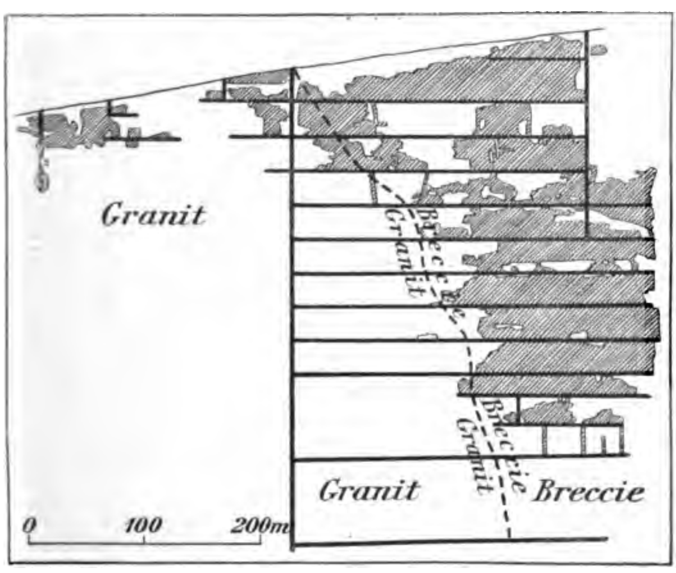


Fig. 12. Längsprofil der Erzsäule der Independent Mine von Cripple Creek in der Breccie mit Fortsetzung in Granit. (Nach Lindgren und Ransome, 1906.)

220 Mill. Dollar Gold = 925 Mill. Mark (entsprechend etwa 330 t Gold) produziert worden sein.

Cripple Creek hat somit in noch nicht ganz 20 Jahren rund 15mal so viel Gold aus Tellurverbindungen ergeben wie Nagyag in 160 Jahren.

Vor einigen Jahren wären bei Cripple Creek mehr als 20 Schächte mit einer Tiefe von mehr als 300 m im Betriebe. Das Erz enthält durchschnittlich 50 g Gold pro Tonne. Reiche Erzsäulen treten nicht nur in den tertiären Eruptivgesteinen und Breccien, sondern auch im angrenzenden Granit auf. Ein Einfluß des unmittelbaren Nebengesteins auf den Goldgehalt der Gänge läßt sich nicht nachweisen.

Die Goldmenge des Gebietes scheint nach der Tiefe unterhalb der 300 m-Sohle abzunehmen. Der eine große Tiefe einbringende Stollen El Paso wurde 1903 fertig.

Goldfield in Nevada.

(Goldquarzklüfte mit etwas Wismuterz u. s. w. und durch die Alunit-Kaolinumwandlung des Nebengesteins charakterisiert.)

Das erst im Jahre 1902 entdeckte, sehr reiche Goldgebiet liegt im westlichen Nevada, ca. 1600 m ü. d. M., nahe einer Wüste und in der Nähe mehrerer anderer tertiärer Erzgebiete, wie Montezuma (11 km südwestlicher) und Tonopah (45 km nördlicher).

Der geologische Aufbau des Goldfielddistriktes geht aus dem neben-

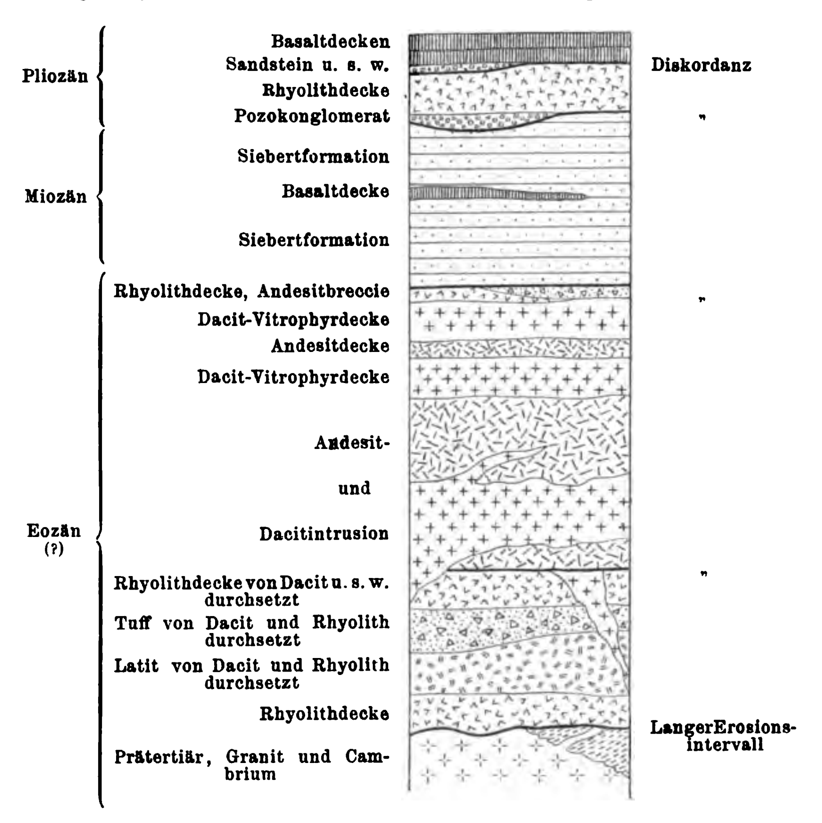


Fig. 13. Schematisches Profil des Goldfieldgebietes. (Nach Ransome, 1909.)

stehenden Profil (Fig. 13), welches Ransomes Arbeit von 1909 entnommen ist, hervor.

Die ältesten bekannten Schichten bestehen aus umgewandeltem Cambrium (?) und Granit, die von tertiären Eruptivgesteinen eozänen bis pliozänen Alters durchbrochen und überlagert werden. Die Eruptive bilden zum Teil Decken, zum Teil Intrusionen und sind der Hauptsache nach Rhyolithe, Latite, Dacite, Andesite und schließlich Basalte, von denen die letzteren nur in Form von Decken vorkommen. Außerdem treten verschiedene Tuffe und Breccien auf. Die älteren Eruptivgesteine werden von der lakustren, ca. 300 m mächtigen Siebertformation über-

lagert, an deren Schluß eine nicht unwesentliche Denudation stattfand.

Die schon (S. 18) besprochene Alunit-Kaolinumwandlung erstreckt sich über ein großes, häufig 1—2 km Breite erreichendes Gebiet (Fig. 14). Innerhalb dieser Umwandlungszone sind die Erzklüfte und zwar besonders in der Nähe der Stadt Goldfield sehr zahlreich. Die hier vorhandenen Gänge ergeben allein 95 Proz. der gesamten Goldproduktion, obwohl sie sich nur über ein kleines Gebiet von kaum 1,5 km Länge und 1 km Breite erstrecken.

Die meisten Erzklüfte setzen im intrusiven Dacit, nur wenige dagegen im Andesit und in anderen Gesteinen auf.

Die Erze bestehen aus Gediegen Gold mit etwas Schwefelkies, Wismut-

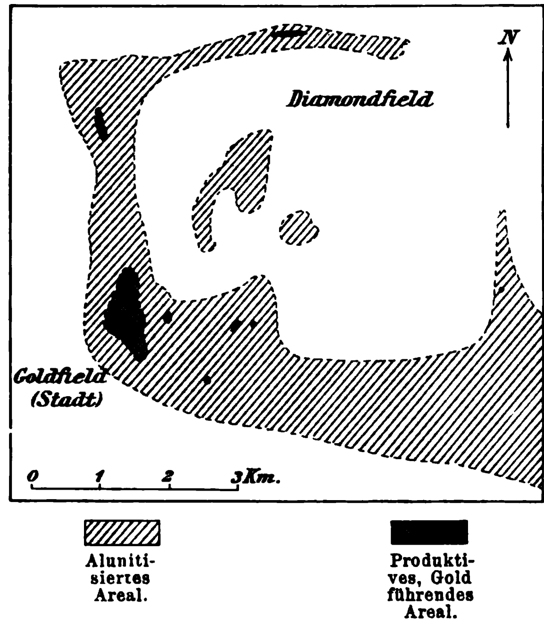


Fig 14. Karte des Goldfieldgebietes. Die weißen Flächen sind hauptsächlich Andesit, Dacit und Vitrophyr. (Nach Ransome, 1909.)

glanz, Famatinit (Kupfer-Antimon- und Arsen-Sulfosalz) und geringen Mengen von Enargit, Goldfieldit [5 CuS $(Sb, Bi, As)_2$ $(S, Te)_3$ mit 17 Proz. Tellur], Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Rotgültigerz u. s. w. — Mindestens 95 Proz. des Goldes kommen gediegen und nur ein kleiner Teil vererzt vor. Silber tritt stark zurück, da nur 1 Teil Silber auf 7,5 Teile Gold kommt.

Die wichtigste Gangart ist Quarz, der von Kaolin, Alunit, Schwerspat, Gips und anderen sekundären Sulfaten begleitet wird; Kalkspat kommt auf den Gangklüften nicht vor.

Auf die gewaltigen Gesteinseruptionen folgte offenbar zunächst eine ausgedehnte Thermaltätigkeit, welche die Alunit-Kaolinumwandlung verursachte; später setzte, wahrscheinlich im jüngeren Miozän oder älteren

Pliozän, eine zweite, lokal begrenztere Thermalperiode ein, der das edle Erz seine Entstehung verdankt. Seit der Zeit der Erzbildung ist die Oberfläche höchstens um 300 m durch Abtragung erniedrigt.

Das Erz kommt auf unregelmäßigen, im Streichen beschränkten

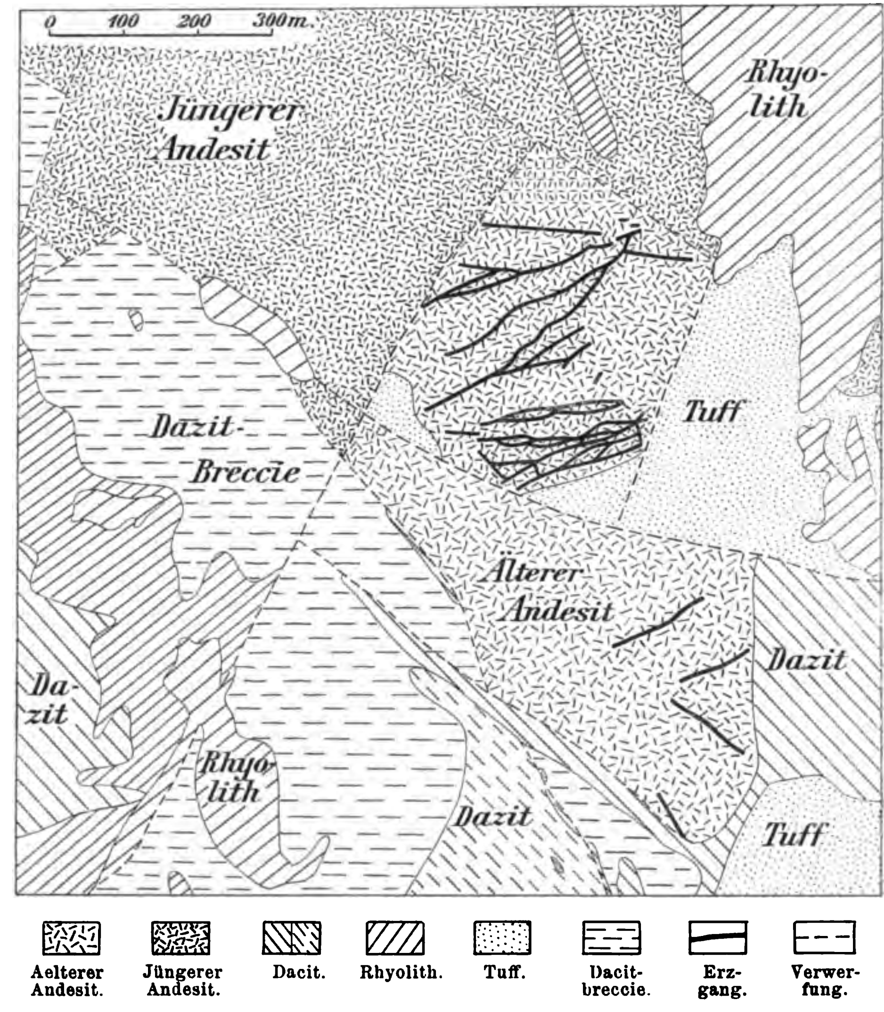


Fig. 15. Uebersichtskarte des Tonopahsilberfeldes. (Nach Spurr, 1905.)

Klüften vor, die deshalb von Ransome nicht als echte „veins“, sondern als „ledges“ bezeichnet werden.

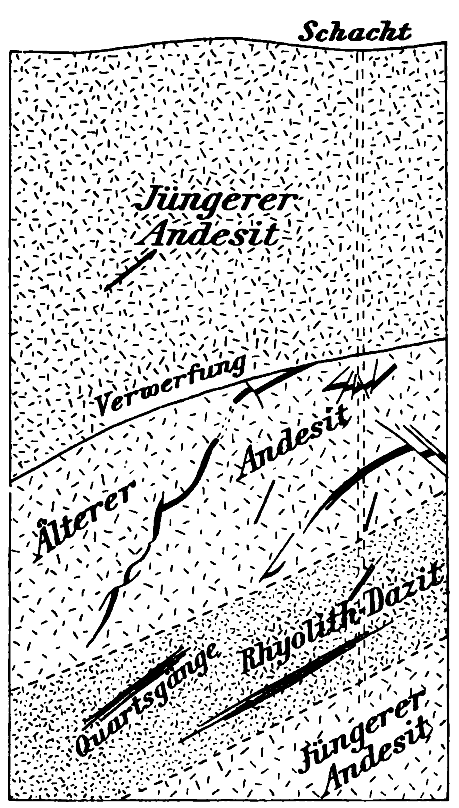
Die Goldproduktion war 1903 noch ziemlich gering, hob sich 1904—1905 und stieg schon 1906—1907 bedeutend, so daß sie 1907 406756 Unzen = 12 876 kg Gold im Wert — wenig Silber mitgerechnet — von 8 455 725 Dollar = 35,5 Mill. Mark erreichte. Bis Ende 1907 wurden 954 466 Unzen = 26 684 kg Gold und 116 188 Unzen = 3612 kg Silber im Werte von 19,8 Mill. Dollar = 83 Mill. Mark gewonnen; die jetzige Produktion kann

zu etwa 30 Mill. Mark jährlich angenommen werden. Das Erz enthält durchschnittlich für 100 Dollar Gold = 150 g Gold pro Tonne.

Die Oxydationszone erstreckt sich bis zu einer Tiefe von etwa 50 m, unterliegt aber bedeutenden Schwankungen. Vor wenigen Jahren hatten die Schächte meist nur 250—300 m Tiefe. Der Reichtum der Erze nimmt auch hier nach unten ab.

Tonopah in Nevada.

Das Tonopah-Silberfeld wurde erst 1900 entdeckt; es liegt 45 km nördlich von Goldfield in ca. 1800 m Meereshöhe. Beide Lagerstättendistrikte gehören dem Westrande des Great Basin an.



1. Aelterer Andesit. 2. Erzgänge innerhalb desselben. 3. Jüngerer Andesit. 4. Intrusiver Rhyolith-Dacit und Erzgänge innerhalb desselben.

Fig. 16. Profil durch die Montano-Tonopahgrube.

Die Eruptionsfolge der tertiären Eruptivgesteine war bei Tonopah: Aelterer Andesit (Hornblende-Biotit-Andesit), dann ein Jüngerer Andesit (Biotit-Augit-Andesit) und später Rhyolith-Dacit; sehr untergeordnet Basalt. Ueberlagert werden die Gesteine auch hier von der lakustren Siebertformation. Das ganze Gebiet wird von vielen Verwerfungen mit zum Teil bedeutender Sprunghöhe durchsetzt (Fig. 15).

Die wichtigsten Erzgänge (mit 1 Teil Gold auf annähernd 100 Teile

Silber) finden sich innerhalb des Aelteren Andesits, dagegen nicht in den etwas jüngeren Eruptivgesteinen. Die Bildung dieser Erzgänge erfolgte somit unmittelbar nach der Eruption des Aelteren Andesits, aber v o r derjenigen der jüngeren Gesteine. Der Absatz des Erzes dürfte ziemlich nahe der Erdoberfläche stattgefunden haben.

Diese Gänge enthalten edle Silbererze (Silberglanz, Polybasit, Stephanit u. s. w., auch selenreiche) mit etwas Kupferkies, Schwefelkies und sehr wenig Bleiglanz und Zinkblende. Gangarten bilden namentlich Quarz mit wenig Kalkspat, Sericit und Adular. In den höheren Teufen kommen an sekundären Mineralien Chlorsilber, Pyrargyrit, Silberglanz und Gediegen Silber vor.

Außer dieser älteren Gangformation gibt es auch eine jüngere, die an die Rhyolith-Dacit-Eruptionsepoche geknüpft ist. Sie enthält ebenfalls edle quarzige Silbererze, aber mit relativ mehr Gold als die älteren Gänge, trotzdem ist sie wirtschaftlich nicht so wichtig wie diese.

Das Nebengestein der Erzgänge ist stark propylitisiert. Die Grubentemperatur steigt nach der Tiefe zu ungefähr ebenso schnell wie bei Comstock (S. 14, 57).

Von der gesamten Silberproduktion Nevadas in Höhe von 9 508 464 Unzen (= 295,7 t) im Jahre 1908 stammten nicht weniger als 7 172 396 Unzen (= 223 t) von Tonopah. Außerdem lieferte dieses Grubenfeld in dem genannten Jahre für 1 624 475 Dollar Gold (Min. Res. of U. S. for 1908).

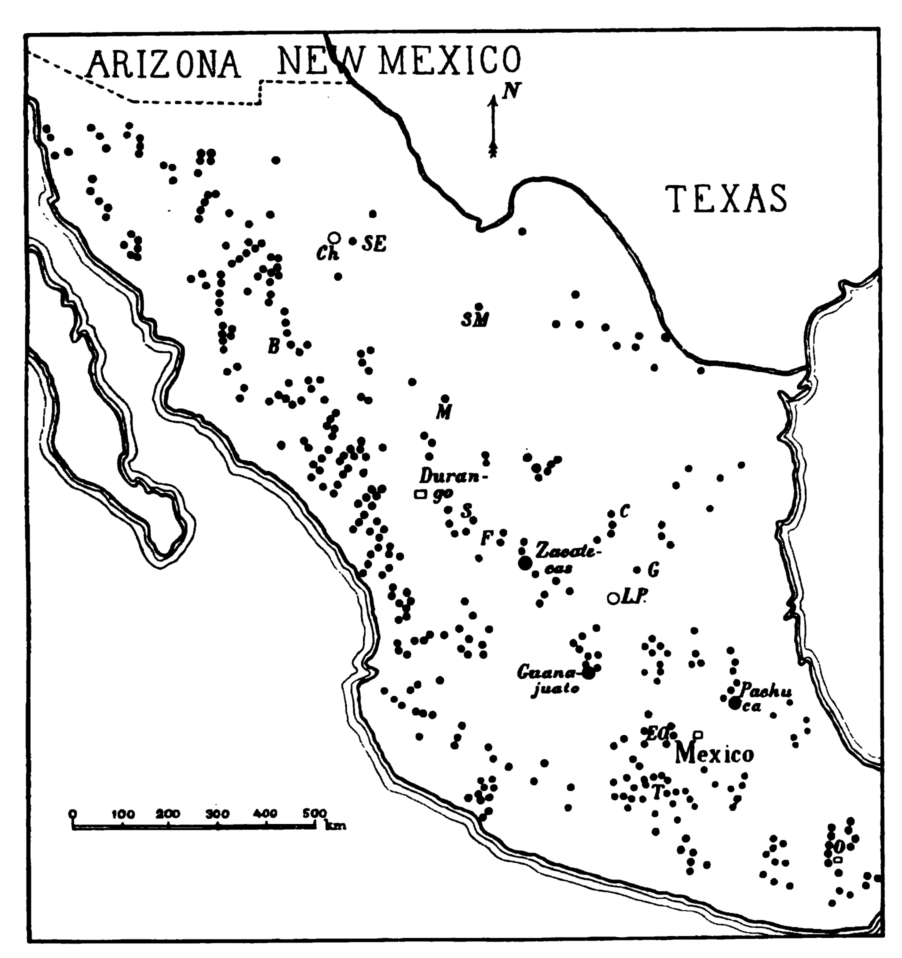
Mexiko.

Literatur.

Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XXXII, 1902, ist nur Mexiko gewidmet; unter den vielen Abhandlungen erwähnen wir: J. G. A g u i l e r a, The Geographical and Geological Distribution of the Mineral Deposits of Mexico. — E. H a l s e, On the Structure of Ore-Bearing Veins in Mexico. — W. H. W e e d, Notes on Certain Mines in the State of Chihuahua, Sinoloa and Sonora; und Notes on a Section across the Sierre Madre of Chihuahua and Sinoloa. — E. O r d o n e z, The Mining District of Pachuca. — W. P. B l a k e, Notes on the Mines and Minerals of Guanajuato. — J. W. M a l c o l m s o n, The Sierra Mojada and its Ore-Deposits. — J. P. M a n z a n o, The Mineral Zone of Santa Maria del Rio, San Luis Potosi. — Außerdem eine Reihe Abhandlungen über Metallurgie u. s. w. und Bibliography of Mexican Geology and Mining, umfassend 1725 Nummern.

Unter den älteren Arbeiten sind besonders erwähnenswert: A l e x. v. H u m b o l d t, Essai politique sur le Royaume de la Nouvelle-Espagne III, 1811. — P. L a u r in Ann. d. Mines, 6 sér. XX, 1871. — S. R a m i n e z, Noticia histórica de la riqueza minera de Mexico etc. Mexiko 1884. — E. H a l s e, eine Reihe Abbildungen in Eng. Min. Journ. 1894, 1895 und in Trans. Inst. Min. Eng. XVIII, XXI, XXIII, XXIV. — Eine Reihe Spezialbeschreibungen veröffentlicht vom Instituto geológico de Mexico von A g u i l e r a, O r d o n e z, S a n c h e z, R a n g e l, G o n z á l e s y C a s t r o, über Pachuca (1897), über Real del Monte (1899) u. s. w. — E. F u c h s et L. d e L a u n a y, Traité des Gîtes Minéraux 1893 (mit Reisebericht von F u c h s). — J. D. V i l l a r e l l o, T. F l o r e s et R. R o b l e s über Guanajuato im Guide des intern. Geologenkongresses. Mexiko 1906. — R. R o b l e s über Hidalgo del Parral, ebenda. — A n t o n i o d e l C a s t i l l o, Geologische Karte und Erzlagerstättenkarte von Mexiko 1889, beide im Maßstabe 1 : 3 Mill. — Briefliche Mitteilung von O r d o n e z an Vogt.

In Mexiko — dem silberreichsten und gegenwärtig die höchste Silberproduktion aufweisenden Lande der Welt — erreichen tertiäre, hauptsächlich miozäne und postmiozäne Eruptivgesteine (Andesit, Dacit, Rhyolith, Obsidian, Perlit, Trachyt, Phonolith, Basalt u. s. w. mit zugehörigen Tiefengesteinen, tertiären Agglomeraten und Tuffen) eine riesenhafte Verbreitung besonders in der Sierre Madre, der unmittelbaren



Bei weitem die meisten Vorkommen sind tertiäre Silbererzgänge. Ch = Stadt Chihuahua, SE = Santa Eulalia. SM = Sierra Majoda. M = Mapimi. B = Batopilas. S = Sombrerete. F = Fresnillo. C = Catorce. G = Guadalcazar. LP = San Luis Potosi. EO = El Oro. T = Tasco. O = Stadt Oaxaca.

Fig. 17. Karte der Silber- und Goldlagerstätten Mexikos. (Nach A. del Castillos Erzlagerstättenkarte, 1889.)

Fortsetzung der Rocky Mountains und in den Bergketten und dem zugehörigen Hochplateau der Umgebung der Stadt Mexiko. Hier nehmen die jungen Eruptivgesteine, hauptsächlich Deckeneruptive, nach den geologischen Karten Mexikos innerhalb eines Areales von 750 km Länge und 200—300 km Breite fast die Hälfte der Oberfläche ein. Von den sedimentären Formationen gewinnt die Kreide die bedeutendste Verbreitung.

Auch in Mexiko sind die meist etwas Gold enthaltenden Silbererzgänge räumlich und genetisch an die jungen Eruptionen geknüpft, ja die meisten dieser Erzgänge treten innerhalb der tertiären (propylitisierten) Eruptivgesteine auf, und zwar hauptsächlich im Andesit, seltener im Rhyolith u. s. w. oder in den tertiären Graniten und Dioriten. Allerdings setzen zahlreiche Erzgänge außerdem in Sedimentärgesteinen, aber hier stets in der Umgebung der Eruptivgesteine auf. Von ihnen sagt Aguilera (a. a. O. 1902): „Is it evident, that they are related to and dependent upon andecitic tertiary eruptive rocks". — Die Zone der Silbererzgänge erstreckt sich (siehe die Karte Fig. 17) als Fortsetzung der Metall-Provinz von Arizona, Nevada u. s. w., längs der Sierra Madre, besonders an deren westlichem Abhange, und weiter südlich auf das zentrale, von Bergketten umrahmte Hochplateau zu. Viele Erzgänge finden sich als Fortsetzung weiter westsüdwestlich im Staate Oaxaca. Die Länge dieser Erzzone erreicht innerhalb Mexikos den erstaunlichen Betrag von 2200 km.

Auf den tertiären Silbererzgängen ist Gold immer, wenn auch meist in ziemlich geringer Menge (2,5—7 g Gold per kg Silber = 1 Teil Gold auf ca. 400—140 Teile Silber) vorhanden. Beispielsweise lieferte der im Rhyolithporphyr aufsetzende Hauptgang der Grube Promontorio im Staate Durango vom 5. Dezember 1896 bis 18. August 1906 179,1 t Silber und 493,2 kg Gold (1 Teil Gold auf ca. 360 Teile Silber; nach Church Lincoln, Transact. Am. Inst. Min. Eng. 1907). — In denselben Gebieten gibt es neben den tertiären Silbererzgängen auch eine bedeutende Anzahl von tertiären Gold- oder Gold-Silbergängen. Hierher gehört der in den letzten Jahren wichtigste Goldproduzent Mexikos El Oro, ca. 100 km westnordwestlich von der Stadt Mexiko. Diese Gänge sollen in Andesit und mesozoischen Sedimenten auftreten. Außerdem müssen folgende durchweg in Andesit aufsetzende Goldgänge erwähnt werden: Taviche in Oaxaca; Ixtlan in Tepic; Cerro Colorado in Chihuahua und die früher berühmten Gänge von Guadelupe-y-Calvo, ebenfalls in Chihuahua, mit (dem Gewicht nach) 1 Teil Gold auf etwa 10 Teile Silber.

Neben diesen tertiären Goldgängen erwähnen Aguilera, Ordonez und Lindgren (siehe S. 49) noch zwei andere Arten von Golderzlagerstätten, nämlich:

a) Kontaktvorkommen von Golderzen mit Kupfererzen in „Diorit" und hauptsächlich Kalksteinen, von jungkretazäischem oder tertiärem Alter, besonders an dem östlichen Abhange der Sierra Madre. Bekannte Lokalitäten sind Encarnacion und San José del Oro in Tamanlipas, Mazapie in Zacatecas und weiter südlich Santa Fé in Chiapas. — Wie unten näher besprochen wird, hat auch ein bedeutender Teil der eigentlichen Kupfererzlagerstätten Mexikos Kontaktnatur. Sie stehen in genetischem Zusammenhang mit ziemlich jungen Eruptivgesteinen.

b) Golderzgänge mit wenig Silber, in Granit und anderen alten Gesteinen, hauptsächlich an der Westküste Mexikos, in Sonora, Sinaloa, Tepic, Guerrero und Ooxaca; hierzu gehört u. a. der jetzt zweitwichtigste Goldbezirk Mexikos, Minas Prietas in Sonora. Die letzteren Gänge dürften mit den kalifornischen zu vergleichen sein.

Nach einer Schätzung von W. Lindgren (S. 50) verteilt sich die Goldproduktion Mexikos ungefähr in folgender Weise: etwa 20 (?) Proz. kommen auf die eben besprochenen, wahrscheinlich mesozoischen Gänge an der Ostküste, und etwa 80 (?) Proz. auf die tertiären, hauptsächlich postmiozänen Gold- und goldhaltigen Silbergänge. —

Bleiglanz und Zinkblende u. s. w. finden sich auf den meisten Silbererzgängen Mexikos, und zwar hauptsächlich nach der Tiefe zu. Außerdem treten beide Erze namentlich auf metasomatischen Vorkommen in kretazäischen Kalksteinen und Schiefern, in der Regel „in Verknüpfung mit Eruptivgesteinen" (nach Aguilera, 1902, S. 572), besonders mit Andesit und Rhyolith auf. Von diesen Vorkommen stammt die Hauptmenge der in den letzten Jahrzehnten emporblühenden Bleiproduktion Mexikos; der Bleiglanz dieser Vorkommen ist auffallenderweise meist ziemlich silberarm. Erwähnenswerte Vorkommen sind: Santa Rosa de Muspuiz, Sierra Mojada und Mula in Coahuila; Naica und Las Adargas in Chihuahua; La Velardena und Mapimi in Durango; Cerralvo in Nuevo León; Zimapán, Pechuga, Cardonal und Lomo de Toro in Hidalgo; Caltepec, Santa Ana und Tehuacán in Pueblo; Bramador in Jalisco; Sombrerete, Mazapie und Noria de Angeles in Zacatecas; Huetamo in Michoacán.

Zur Orientierung dient folgende statistische Uebersicht der Silber-, Gold- und Bleiproduktion Mexikos.:

		In t = 1000 kg		
		Silber	Gold	Blei
Durchschnittlich jährlich	1521—1544	3,4	0,2	Nichts oder eine Kleinigkeit
	1545—1560	15,0	0,2	
	1561—1580	50,2	0,3	
	1581—1660	84,7	0,4	
	1661—1700	106,2	0,4	
	1701—1740	197,3	0,6	
	1741—1780	333,7	1,1	
	1781—1810	559,6	1,4	
	1811—1840	302,6	1,0	
	1841—1870	458,1	1,8	
	1871—1875	601,8	2,0	
	1880	701,0	1,4	
	1885	772,7	1,5	17 500
	1890	1211,6	1,7	22 300
	1895	1582,3	8,7	68 000
	1900	1786,9	13,5	84 700
	1905	1700,2	24,2	75 000
	1910	2291,3	33,7	110 000

Die Gesamtproduktion Mexikos von 1851—1909 schätzen wir (siehe unten) auf ca. 122 500 t Silber (Wert etwa 18 500 Mill. Mark) und ca. 450 t Gold (Wert 1500 Mill. Mark).

Elisée Reclus (Géographie universelle, Paris 1891, Bd. XVII, S. 294) gibt, zum Teil auf dieselben Quellen gestützt, folgende Werte an:

Von 1521—1890 Silber für 20 300 Mill. Franken und Gold für 900 Mill. Franken. Für die ältere Zeit sind diese Angaben recht unsicher.

Schon bei der Ankunft von Cortes in Mexiko im Jahre 1519 und

1520 fand man riesenhafte Schätze von Edelmetall, besonders Gold, bei den Azteken vor. Bald wurden mehrere Gruben in Betrieb gesetzt, so Pachuca 1522, Zacatecas 1546, Durango etwas später und Guanajuato 1558. Den Patio-Amalgamationsprozeß führte man 1557 ein. Zur Zeit der spanischen Verwaltung hob sich der Bergbau auf Silber und Gold bedeutend; während und nach dem Unabhängigkeitskriege folgte ein Rückgang und hierauf wiederum eine neue Blütezeit, die in den letzten 20 Jahren infolge des Baues vieler Eisenbahnen besonders intensiv war.

Von den altberühmten tertiären Silberbergbaudistrikten liegen Pachuca und Real del Monte 90 km nordöstlich, Guanajuato und Veta Madre 275 km, Zacatecas und Veta Grande 525 km nordwestlich von Mexiko; außerdem sind Villanueva, Fresnillo u. s. w. im Staate Zacatecas, Guadalcázar, Catorce, San Pedro bei San Luis u. s. w. im Staate San Luis Potosi, Parral, Santa Eulalia und Batopilas im Staate Chihuahua, Chipioneña und Carmen im Staate Sonora erwähnenswert. Abgesehen von diesen gibt es eine bedeutende Anzahl anderer Gruben, so daß die jetzige Silberproduktion des Landes aus vielen Gängen stammt und sich auf alle Staaten mit Ausnahme von Yucatan verteilt.

Die tertiären Silbererzgänge liegen im allgemeinen in den Gebirgsregionen in bedeutender Höhe, so z. B. Tasco 1600 m, Pachuca 2460 m, Real del Monte 2765 m, Guanajuato 2000 m und Zacatecas 2500 m über dem Meer.

Diese tertiären Erzgänge führen als Gangart hauptsächlich Quarz, oft mit Amethyst und Chalcedon, außerdem Kalkspat, bisweilen auch Schwerspat; häufig sind Manganspat, Rhodonit (S. 19, 40), Zeolithe (darunter Apophyllit) u. s. w. Flußspat fehlt dagegen auf den meisten Gängen völlig oder findet sich nur ab und zu in geringer Menge.

Die meist verbreiteten primären Silbererze sind Silberglanz, Rotgültigerz, Stephanit, Polybasit, Fahlerz u. s. w.; sie sind vergesellschaftet mit Schwefelkies, Bleiglanz, Zinkblende u. s. w.

In der Oxydationszone, die sich bei den bedeutenderen Gängen gelegentlich bis in eine Tiefe von 100—150 m erstreckt, trifft man außer Eisen- und Manganoxyden besonders Chlor- mit Bromsilber und Gediegen Silber, häufiger ist auch Gold in reichlicher Menge; diese leicht zu amalgamierenden Erze veranlaßten die große Edelmetallproduktion. — Unter der Oxydationszone folgen häufig besonders reiche Anbrüche von edlen Silbererzen, die hauptsächlich in Bonanzas konzentriert sind. Noch tiefer nehmen Bleiglanz, Zinkblende u. s. w. zu, und die meisten oben so reichen Erzgänge verarmen nach der Tiefe, wo recht häufig ein silberarmes, entweder Blei oder Blei-Zink oder Blei-Antimon haltiges Erzgemenge ansteht. Beispielsweise betrug (nach Laur a. a. O. 1871) der durchschnittliche Silbergehalt der im Jahre 1824 eröffneten und 1863 bis zu einer Tiefe von 405 m vorgedrungenen Gruben von Fresnillo, die von 1833—1863 902 268 kg Silber produzierten:

1835:	0,225 Proz. Silber	1854:	0,063 Proz. Silber
1839:	0,146 „ „	1859:	0,062 „ „
1844:	0,115 „ „	1863:	0,056 „ „
1849:	0,078 „ „		

Es war also eine stetige Abnahme des Silbergehaltes zu konstatieren. Aehnliches gilt auch für viele andere Gänge.

Aus diesem Grunde sind die Gruben der mexikanischen tertiären Silbererzgänge in der Regel nicht besonders tief. Die Valencianagrube auf der Veta Madre bei Guanajuato hatte zwar vor einigen Jahren 622 m, indessen findet man selten, selbst bei den weltberühmten Gruben, über 500 m Tiefe; meist schwankten sie zwischen 400 und 500 m.

Viele der mexikanischen Silbererzgänge erreichen eine bedeutende streichende Länge, so diejenigen von Vizcaina, Analco und San Cristóbal bei Pachuca 16 bezw. 6 und mindestens 4 km bei einer Mächtigkeit von selten mehr als 7 m.

Die aufgeschlossene Länge der Veta Cantera bei Zacatecas beträgt mehr als 12 km bei einer Mächtigkeit von 12 bis 15, mitunter sogar bis über 30 m; die benachbarte Veta Grande hat ähnliche oder noch größere Ausdehnung.

Der berühmte Veta Madre-Gang bei Guanajuato ist ebenfalls viele Kilometer lang und gelegentlich sogar über 150 m mächtig; er kann in bezug auf Ausdehnung mit der Gangmasse des Comstock Lode in Nevada verglichen werden.

Diese langen und mächtigen Gänge Mexikos zeigen häufig Breccienstruktur und dürften wohl durchgängig Verwerfungen darstellen; zusammengesetzte Gänge sind häufig.

Bei Pachuca und Real del Monte, die nur ca. 5 km voneinander entfernt liegen, fanden im Miozän bedeutende Ausbrüche von Andesit statt; später folgten Rhyolith (mit Dacit, Pechstein, Obsidian und Tuffen) und zum Schluß Basalt. — Die Erzgänge sind zwar hauptsächlich Parallelgänge, zeigen jedoch viele Verzweigungen und Bogentrümer. Bei Pachuca z. B. baut man auf vier Hauptgängen (Vizcaina, el Cristo, San Juan Analco und Santa Gertrudis); dazu kommen die benachbarten Gänge von Real del Monte. Die Erzgänge, die größtenteils die Andesite durchsetzen, sind jünger als der Rhyolith, dagegen älter als der Basalt.

Ungefähr dieselbe geologische Position haben die meisten mexikanischen tertiären Silbererzgebiete (z. B. Zacatecas). Bei anderen (z. B. Guanajuato) setzen die Erzgänge in den Sedimentärformationen (Kreide, Trias u. s. w.) auf, jedoch in nächster Nähe der tertiären Eruptive.

Von Interesse sind einige Daten über die Produktion einzelner Gebiete.

Der Santa Eulaliadistrikt, 25 km östlich der Stadt Chihuahua, soll im Laufe von ca. 200 Jahren (seit 1703) im ganzen für 700 Mill. Franken Silber, und Batopilas für 300 Mill. Franken geliefert haben (nach Fuchs et de Launay 1893). — Der Bezirk Chihuahua ist jetzt, wenn auch Kupfer und Blei berücksichtigt werden, der wichtigste Bergwerksdistrikt Mexikos.

Pachuca lieferte (nach Ordonez 1902, a. a. O.) von der Entdeckung 1522 (bis 1901) mehr als 3500 t Silber (im Werte von über 630 Mill. Mark). — Eine einzige Bonanza von elliptischer Form von $1000 \times 400 \times 2\frac{1}{2}$ m, ergab im Laufe von 10 Jahren

für 14 Mill. Dollar Erz, eine andere von 1853—1883 für 28 Mill. Dollar, und eine früher abgebaute Bonanza soll noch reicher gewesen sein.

Zacatecas (mit Veta Grande) soll von 1548 bis 1832 für fast 3000 Mill. Mark, entsprechend etwa 14 000 t Silber, geliefert haben; nach anderen Angaben ist diese Ziffer zu hoch.

Guanajuato produzierte (siehe Trans. Amer. Inst. Vol. XXXII, 1902, S. CLXXXIX) an Silber mit etwas Gold: 1701—1800 für 279,7 Mill. Dollar, 1801—1829 für 85,8 und 1830—1887 für 277,6, im ganzen 1701—1887 für 643,1 Mill. Dollar oder 2700 Mill. Mark; dazu kommt die sehr bedeutende Produktion 1558—1700 und seit 1887 (1900—1903 Wert 6,2 Mill. Dollar). Die gesamte Produktion von Veta Madre bei Guanajuato schätzte Humboldt auf 1600 Mill. Mark. Im ganzen dürfte also die bisherige Totalproduktion von Guanajuato zu etwa 3200 Mill. Mark, entsprechend etwa 17 000 t (?) Silber angenommen werden. — Den imponierendsten Eindruck erhält man von der Silberproduktion des Landes, wenn man berücksichtigt, daß Mexiko von 1899—1908 jährlich fast 2000 t (durchschnittlich 1890 t, in einzelnen Jahren sogar mehr) Silber geliefert hat. Selbst nach dem großen Preisfall des Silbers am Anfang der 1890er Jahre ist die Silberproduktion des Landes gestiegen.

Auch in den kleinen zentralamerikanischen Republiken treten mehrere tertiäre Silber-Goldlagerstätten auf. Eine bekanntere ist San Juancito in Honduras (siehe Leggett, Transact. Am. Inst. Min. Eng. XVII, 1889). Sie produzierte 1903 21 266 kg Silber und 113 kg Gold; früher war die Goldausbeute größer.

Die Gänge der Cordilleren Südamerikas mit den bolivianischen Silber-Zinngängen.

Literatur.

G. Steinmann, Ueber gebundene Erzgänge in den Cordilleren Südamerikas. Vortrag auf dem internationalen Kongreß Düsseldorf 1910. — Derselbe, Gebirgsbildung und Massengesteine in den Cordilleren Südamerikas. Geol. Rundsch. I, 1910, Heft 1—3. — Derselbe, Ueber die Zinnerzlagerstätten Bolivias. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Januarprotokoll 1907. — Derselbe, Observaciones geologicas effectuadas desde Lima hasta Chanchamayo (unter anderem über Cerro de Pasco), in Boletin del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Peru. Lima 1904. — Derselbe, Die Entstehung der Kupfererzlagerstätte von Corocoro und verwandten Vorkommnisse in Bolivia. Rosenbusch-Festschrift. Stuttgart 1906. — A. W. Stelzner, Die Silber-Zinnerzlagerstätten Bolivias (posthum erschienen). Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. IL, 1897 (hier detailliertes Literaturverzeichnis, unter anderem über die Arbeiten von A. v. Humboldt, A. d'Orbigny, D. Forbes, H. Reck, A. Gmehling u. s. w.) — Besonders über Potosi: A. F. Wendt, The Potosi, Bolivia, Silverdistrict. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. XIX, 1891. — Wiener, Ueber Oruro. Ann. d. Mines. Paris (9) V. 1894. — W. R. Rumbold, The Origin of the Bolivian Tin Deposits. Econ. Geol. IV, 1909. — Everding, Unterlagen zu einer bergmännischen Lagerstättenbegutachtung im bolivianischen Zinnerzdistrikt. Glückauf 1909, S. 1325.

Die Arbeiten von Domeyko, Möricke u. s. w. über Chile werden unten bei den Kupfererzgängen Chiles zitiert.

Weitaus die meisten der edelmetallführenden Erzgänge der Cordilleren Südamerikas haben tertiäres Alter. Sie sind stets mit Eruptivgesteinen vergesellschaftet und zeigen sich sowohl im Auftreten als auch in der Ausdehnung von ihnen abhängig. Im Bereiche der ca. 6000 km langen Cordilleren Südamerikas treten nach Steinmann jüngere

Eruptivgesteine in dreifacher Erscheinungsform auf. Längst bekannt sind die in jungtertiärer und diluvialer Zeit tätigen Vulkane, deren Verbreitung sich im wesentlichen mit dem Hauptzuge des Gebirges deckt, die aber keine Erze führen; weder an den tätigen, noch an den erloschenen finden sich Erzgänge, und selbst die Schlote der abgetragenen scheinen frei davon zu sein.

Als die eigentlichen Erzbringer der Cordilleren sind die wahrscheinlich alttertiären Eruptivgesteine aufzufassen, die teils in Form körniger Tiefengesteine von granitischem bis dioritischem Charakter, teils als porphyrisch struierte Gesteine von liparitisch-trachytischer oder andesitisch-dacitischer Eigenschaft eine viel ausgedehntere Verbreitung in der Cordillere haben, als die jungvulkanischen, im allgemeinen basischeren Gesteine. Manche nicht unwichtigen Vorkommen besonders von Kupfer- und Golderzen stehen mit den mutmaßlich alttertiären Anden-Granodioriten in Verbindung. Am wichtigsten ist jedoch die gesetzmäßige Verknüpfung der Blei-, Silber-, Kupfer-, Zink-, Zinn- und Goldvorkommen mit den Andesiten und verwandten Gesteinen der Cordilleren, die überall in Peru und Bolivien und weiter südlich in Chile und Argentinien (Domeyko, Möricke, Stelzner und neuerdings Steinmann) beobachtet werden kann.

Die Durchbrüche der andesitischen oder andesitisch-liparitischen Gesteine und das Auftreten der Erzgänge häufen sich in einer breiten Zone des eigentlichen Hochgebirges. Im Norden von Chile und Argentinien und in Bolivien hat diese Zone stellenweise 500 km Breite, nimmt dann aber weiter nach Norden und Süden bis auf 250, ja sogar 150—100 km ab. Sowohl in den östlichen zu den Tiefländern von Brasilien, Bolivien und Argentinien abdachenden Ketten, als auch an der Küste des Stillen Ozeans nehmen dagegen die Andesite und Liparite und mit ihnen die Erzgänge wieder ab. Noch offenkundiger gestalten sich die Beziehungen zwischen beiden Erscheinungen im einzelnen. Die Andesite und verwandten Gesteine trifft man im allgemeinen nur in der Form von Gängen, Linsen oder Stöcken, die von geringen Dimensionen bis zu solchen von 10—20 km Durchmesser schwanken. Ihrer geologischen Stellung nach lassen sich diese Linsen am besten als geneigte oder stehende Lakkolithen auffassen. Sie enden im allgemeinen blind nach oben und waren meist nicht mit Kratern oder Tuffen vergesellschaftet.

Die Gänge mit geschwefelten Erzen von Silber u. s. w., lokal auch mit reichem Zinn- bezw. Goldgehalt, zeigen allgemein die innigste Verknüpfung mit diesen tiefen, alttertiären Lakkolithen. Gewöhnlich treten die Gänge im Eruptivgestein selbst oder doch in seiner allernächsten Umgebung auf. Das gilt beispielsweise von Potosi, Oruro, Huanchaca und anderen bolivianischen Lagerstätten, ferner von Cerro de Pasco, Huallanca, Ticapanupa, Tarica, Morococha, Hualgayoc und anderen Vorkommen in Peru. — Zahlreich sind in der Cordillere kleine Erzvorkommen, die aus einem oder einigen Gängchen von geringer Ausdehnung bestehen und mit kleinen gangartigen Eruptivmassen verknüpft sind. Anderseits werden alle größeren und ergiebigeren Erzdistrikte von

ausgedehnten Eruptivmassen begleitet, die entweder aus umfangreicheren Kuppen, wie z. B. Cerro de Potosi und Chorolque bestehen oder zusammengesetzte massivartige Stöcke bilden (Cerro de Pasco, Morococha, Oruro u. s. w.).

Steinmann zieht hieraus den Schluß, daß es in den Cordilleren eine quantitative Beziehung zwischen dem Umfang des Erzbringers und der Zahl und dem Gehalte der von ihm erzeugten Erzgänge gibt. Aehnliche quantitative Beziehungen stellten wir bei einigen magmatisch-eruptiven Lagerstätten fest (Bd. I, S. 244, 284, 292, 300).

Die Erzgänge der Cordillere sind an vielen Stellen gerade in der Grenzregion zwischen dem Eruptivgestein und dem Sediment gehäuft, wie z. B. aus dem von Steinmann entworfenen schematischen Bilde von Cerro de Potosi (Fig. 18) hervorgeht.

Der lakkolithische Eruptivstock wurde hier aus der Hülle von Sedi-



Häufung der Erzgänge im Grenzgebiete der Eruptivmasse gegen das Sediment und Abnahme nach der Tiefe. Die Hülle besteht aus Silurschiefer. Der punktierte Teil soll die durch Abtragung entfernte Decke darstellen. (Nach Steinmann, 1910.)

Fig. 18. Schematischer Querschnitt durch den Cerro de Potosi.

menten herausmodelliert. Die ungemein zahlreichen Gänge, welche den peripherischen Teil des Eruptivgesteins und die angrenzenden Sedimente durchschwärmen, waren durch einen abnormen Reichtum an Silber ausgezeichnet; nach der Tiefe nahmen sie sowohl an Zahl als an Gehalt ab. Der am Fuß des Berges ca. 680 m unterhalb des Gipfels mit großen Unkosten getriebene Stollen Socavon real enttäuschte deshalb die auf ihn gesetzten Hoffnungen, da er nur wenige und relativ arme Gänge antraf.

Die tertiären Edelmetallgänge der Cordillere führen in der Regel Quarz als hauptsächlichstes Gangmineral, anderseits fehlen Flußspat und Zeolithe, Karbonspäte und Schwerspat auf den meisten Gängen, wenn auch die beiden letztgenannten Gangarten auf einigen etwas reichlicher auftreten.

Auch bei den tertiären Erzgängen der Cordillere sind Gold und Silber eng miteinander verknüpft. Sie treten entweder gemeinschaftlich auf demselben Erzgang auf oder sie kommen auf benachbarten Gängen vor; beispielsweise ist in dem wichtigsten Silbererzgebiete von Hualgayoc der Goldgehalt so gut wie beschränkt auf einen einzigen Gang des ganzen Gebietes. — Humboldt (siehe Zitat bei Soetbeer) veranschlagte die

durchschnittliche jährliche Edelmetallproduktion von Potosi bis zu Anfang des 19. Jahrhunderts auf 481 830 Mark Silber und 2200 Mark Gold. Es besteht also das Verhältnis: 1 Teil Gold auf 200 bis ca. 250 Teile Silber.

Viele Gänge sind durch ausgeprägte primäre Teufenunterschiede charakterisiert. Diejenigen von Cerro de Pasco lieferten früher die bedeutendste Silbererzproduktion Perus und wurden jahrhundertelang fast nur auf Silber ausgebeutet; in der Tiefe gingen sie aber zum Teil in reiche Kupfererzgänge über. Bei den bolivianischen Silber-Zinnerzgängen pflegen nach Steinmann die Zinnerze in den oberen Teufen und die Silbererze in den unteren konzentriert zu sein.

Viele der Silbererzgänge hatten in der Oxydationszone gewaltige Mengen sekundärer Silbererze (Gediegen Silber, Chlorsilber u. s. w.), die sich leicht amalgamieren ließen. Sekundäre Anreicherungen, die zur Aufstellung einer Zementationszone berechtigten, sollen auffallenderweise nach Steinmann entweder ganz fehlen oder äußerst selten sein.

Besonders interessant sind die namentlich von Stelzner erforschten **Silber-Zinnerzlagerstätten von Bolivia** in der östlichen Cordillerenkette (Binnencordillere oder Cordillera real), wo tätige Vulkane fehlen, und in der abflußfreien Hochebene zwischen ihr und der vulkanreichen westlichen Küstencordillere. Hier liegt im Norden der Titicacasee bei 3854 m ü. d. M. Der höchste Gipfel, der im Durchschnitt 4700 m hohen östlichen Cordillere, ist der Illampu mit 7513 m. Die mittlere Kammhöhe der Küstencordillere beträgt 4550 m.

Die Orte La Paz — bezw. das südlichere Viacha — und Oruro nebst den südlich hiervon an der Linie Oruro-Ujuni liegenden Orten sind die Aufgabestationen für die Zinnerze der fast ausschließlich östlich von der skizzierten Linie liegenden Gruben.

Die Lagerstätten des nordwestlichen Teils der Binnencordillere liefern fast ausschließlich Zinnerz mit ganz untergeordneten Silber-, Wismut-, Wolfram- und Antimonerzen; in dem südöstlich anschließenden Teile der breiten durch Gänge ausgezeichneten Zone spielen dagegen die Silbererze eine hervorragende Rolle.

Während früher der Silberbergbau, der die reichen Erze der oberen Zonen ausbeutete, von alleiniger weltwirtschaftlicher Bedeutung war — heute sind die Distrikte Potosi und Huanchaca die berühmtesten — tritt in der letzten Zeit der Zinnbergbau mehr und mehr in den Vordergrund.

Die Küstencordillere besteht aus mesozoischen hauptsächlich zum Jura oder zur Kreide gehörenden Schichten, die von jungen Eruptionen vielfach durchbrochen und mit einer langen Reihe, zum Teil noch heute tätiger Vulkane besetzt sind.

Das Hochplateau zwischen beiden Cordilleren stellt eine öde, fast vegetationslose Löß- und Sandsteppe dar, die vielfach den Charakter einer Salzwüste zeigt.

Die Binnencordillere besteht aus paläozoischen vorwiegend silurischen

und devonischen Schiefern, Quarziten und Grauwacken, die im stärkst gefalteten Teile des Gebirges von Granit unterlagert werden. Alle Gesteine sind von einer Fülle tertiärer Eruptive durchbrochen.

Die dortigen, höchst eigentümlichen, durch die Kombination von Silber und Zinn gekennzeichneten Gänge erstrecken sich vom 16. Breitengrad im südlichen Teile von Peru bis zum 22. Grad südlicher Breite und vielleicht noch etwas südlicher; die Länge der Zone beträgt demnach 800 km bei einer Breite bis zu 300 km. Die wichtigsten Ganggebiete sind Carabuco, Avicaya (Antequera), Milluni und Huayua-Potosi, Monte Blanco im Quinza-Cruzgebirge, Colguiri, Oruro, Morococala und Huanuhi (Guanuni), Llallagua, Colquechaca, Potosi, Porco, Pulacayo, Huanchaca, Chocaya, Tasna, Chorolque (mit Gruben, die 3500—5200 m ü. d. M. liegen) u. s. w. Sie führen in der Regel auf demselben Gange sowohl Zinnerz als auch Silbererz, die Verwachsung ist meist eine derart innige, daß das Erz anfangs auf Silber chloriert und amalgamiert (oder cyaniert) und später auf Zinn aufbereitet wird. Einige Gänge führen außerdem teils Silbererz ohne Zinnerz und teils Zinnerz ohne Silbererz.

Die primären Silbererze sind namentlich Sulfoerze, nämlich in erster Linie Fahlerz (Antimonfahlerz), außerdem Rotgültigerz, Stephanit u. s. w., ferner Silberglanz, das neue Mineral Sundtit u. s. w. Diese von den Forschern als primär aufgefaßte Mineralvergesellschaftung ist genau dieselbe, welche man in anderen Erzgebieten in den Zementationszonen der Erzlagerstätten findet. Zweifellos primäre Erze sind Schwefelkies, Arsenkies, Magnetkies, Kupferkies, Antimonglanz, Bleiglanz, Zinkblende, Antimonnickelkies, Bournonit und mitunter Wismuterze in reichlicher Menge. Das wichtigste Zinnerz ist der Zinnstein; es kommen außerdem die Sulfostannate, nämlich Zinnkies (Cu_2FeSnS_4 mit 27,5 Proz. Sn) auf einigen Gängen in nennenswerter Menge, Plumbostannit, Canfieldit, Franckeit und Kylindrit vor. Die drei letztgenannten Sulfostannate sind germaniumhaltig. Auch das Silbergermanium-Sulfosalz Argyrodit (mit 6,5 Proz. Ge) tritt auf. — Die bolivianischen Silber-Zinngänge sind die relativ germaniumreichsten, die bisher untersucht wurden. Zinn und Germanium gehören bekanntlich demselben periodischen System an. Der sonst so regelmäßige Begleiter des Zinnsteins, Wolframit, wurde nur auf einigen Gängen nachgewiesen.

Die wichtigste Gangart ist Quarz, der gelegentlich von etwas Kalkspat und Schwerspat begleitet wird. Dagegen fehlen auf den kombinierten Silber-Zinngängen, die für typische Zinnsteingänge (Bd. I, S. 409) charakteristischen Mineralien Flußspat, Turmalin, Lithionglimmer, Topas, Apatit und andere an Fluor und Bor reiche Verbindungen entweder vollständig oder sie sind nur hier und da als mineralogische Seltenheit nachgewiesen. Selbst Flußspat ist auf den Gängen äußerst selten und der für viele in der Cordillere auftretende chilenische Kupfergänge so charakteristische Turmalin kommt in den bolivianischen Silber-Zinngängen nur ganz sporadisch vor.

An den Erzgängen finden wir häufig eine Kaolinisierung, mitunter auch eine Verkieselung; dagegen wird die für die typischen Zinnerzgänge

charakteristische Greisenbildung von den bolivianischen Silber-Zinngängen nicht erwähnt. Die bolivianischen, an Zinnerz sehr reichen Silber-Zinnerzgänge unterscheiden sich also ganz wesentlich von den gewöhnlichen Zinnsteingängen, wenn sie auch gewisse Aehnlichkeiten mit ihnen gemein haben (Bd. I, S. 419). Dagegen stimmen die Erzgänge mineralogisch, chemisch und geologisch in großen Zügen mit den übrigen tertiären und eruptiven Silbererzgängen überein, allerdings mit dem Unterschiede, daß die bolivianischen Zinnstein und andere Zinnmineralien führen, die auf den tertiären Silber- und Silber-Goldgängen mit ganz wenigen Ausnahmen (S. 44, vgl. auch Bd. I, S. 419) fehlen.

Stelzner bezeichnete die bolivianischen Gänge als Typus Potosi und stellte ihn dem Groddeckschen Typus Schemnitz gegenüber. Nun gehört aber zweifellos auch der Typus Potosi zu den tertiären eruptiven Silbergängen, die längs der ganzen Cordillere von Ecuador oder Columbien im Norden bis Chile und Argentinien im Süden verbreitet sind. Höchst auffallend ist es freilich, daß diese Erzgänge sich innerhalb einer etwa 800 km langen Zone durch Zinnreichtum auszeichnen, während die geologisch entsprechenden Silbererzgänge sowohl weiter nach Norden, als weiter nach Süden zinnfrei sind.

Die bolivianischen Gänge haben am Ausgehenden einen zinnernen Hut, in dem das Holzzinn nach Stelzner ein sekundäres, aus geschwefelten Zinnerzen entstandenes Produkt darstellt. Die Erze mit sekundärem Gediegen Silber, Chlorsilber, Rotgültigerz u. s. w. am Ausgehenden werden als Pacos bezeichnet, die unzersetzten Erze in der Tiefe heißen Negrillos (die schwärzlichen), und zwischen diesen und den Pacos liegen als Uebergänge die Mulattos.

Außer den oben besprochenen, durch das Zusammenauftreten von Zinn- und Silbererz und das Fehlen oder fast völlige Fehlen der üblichen Zinnerzmineralkombination charakterisierten Gängen, gibt es in der bolivianischen Binnencordillere nach Rumbold (1909) auch eine Anzahl Zinnsteingänge, welche außer Quarz besonders reichlich Turmalin führen und sich auch sonst mineralogisch und geologisch eng an den Zinnsteintypus (Bd. I, S. 409) anschließen. Sie scheinen an Quarzporphyr geknüpft zu sein, der nach Rumbold älter als die tertiären Eruptivgesteine ist. Diese Beobachtung bedarf aber noch der Ueberprüfung. Solche an geschwefelten Erzen ziemlich armen Zinnsteingänge finden sich besonders bei Oruro und in der Umgebung von Tres Cruces, 90 Meilen nördlich davon. Die Hauptmenge der bolivianischen Zinnsteinproduktion dürfte in den letzten Jahren aus diesen durch besondere Mineralisation ausgezeichneten Zinnsteingängen und nicht aus den kombinierten Zinn-Silbererzvorkommen stammen.

Zur näheren Erläuterung der wirtschaftlichen Bedeutung der Silbergänge der südamerikanischen Cordillere mögen folgende statistische Daten dienen:

	Tonnen Silber	Columbia	Bolivia	Peru	Chile	Argentinien	Ecuador
Durchschnittlich jährlich	1545—1560	—	183	48	—	—	—
	1561—1580	—	152	46	—	—	—
	1601—1620	—	206	103	—	—	—
	1641—1660	—	139	103	—	—	—
	1681—1700	—	93	103	—	—	—
	1721—1740	—	43	103	1	—	—
	1761—1780	—	84	122	2,5	—	—
	1801—1810	—	97	151	7	—	—
	1821—1830	—	42	58	6	—	—
	1841—1850	—	66	108	45	—	—
	1861—1870	—	81	72,5	57	—	—
	1880	—	265	158	122	—	—
	1885	10	245	49	210	11	—
	1890	20	301	66	124	15	—
	1895	54	643	115	150	36	—
	1900	87	325	204	178	12	—
	1905	31	205	156	26	2	1
	1910	43	218	218	202	2	2

Die Angaben für die früheren Perioden sind im allgemeinen ziemlich unsicher.

Die Gesamtproduktion an Silber betrug (bis 1910):

Peru (seit 1533) . . . . . 35 000 t Silber
Bolivia (seit 1545) . . . . 48 800 t „
Chile (seit 1545) . . . . . 6 600 t „

Wie man sieht, steht hier Bolivien mit seinen zinnführenden Gängen an erster Stelle.

Der Silberreichtum der im Jahre 1545 entdeckten Lagerstätten von Potosi (S. 74) war enorm, wird doch die gesamte Produktion dieses Bezirks auf etwa 30 000 t Silber angegeben. Der Distrikt allein lieferte nach den Tabellen Soetbeers von 1545—1600 mehr als die Hälfte der gesamten Silberproduktion der Welt. Nach der Tiefe sind die Gänge von Potosi ärmer geworden, infolgedessen erfolgte ein starker Rückgang des Betriebs. Auch andere Gänge Boliviens sind sehr reich. So erzielte z. B. die Compagnie Huanchaca de Bolivia von 1873—1888 einen Bruttoertrag von 50,6 Mill. Dollar, wovon 19,5 Mill. Dollar als Reingewinn an die Aktionäre verteilt wurden.

Die Geschichte der bolivianischen und peruanischen Silbererzgruben ist kurz folgende:

Nach der Eroberung des Landes durch Pizarro (1533) war die Silberausbeute namentlich im jetzigen Bolivien mit Potosi als dem Hauptgrubenbezirk sehr erheblich. Schon im 18. Jahrhundert, als die leicht zugänglichen reichen Erze in unmittelbarer Nähe der Oberfläche größtenteils erschöpft waren, erfolgte ein Rückgang, und während der Unabhängigkeitskriege zu Anfang des 19. Jahrhunderts (1809—1825) wurde der Bergbau mehr und mehr geschädigt. Hierauf trat eine neue Hebung des Silberbergbaues und zwar besonders in den 1870er und 1880er Jahren ein, als Eisenbahnen zu den weit entfernten Grubendistrikten gebaut wurden. Nach einer Blüte-

periode in den 1880er Jahren erfolgte später abermals ein Rückgang durch den großen Sturz des Silberpreises in den Jahren 1892—1894.

Wegen Mangel an Verkehrsmitteln wurden die bolivianischen Zinnerze früher nicht oder nur ganz unwesentlich verwertet. Seit dem Bau der Eisenbahnen ist aber dieser Zweig des Bergbaues in hoher Blüte. Zinnerz führend ist also vor allen Dingen der nordwestliche Teil der Binnencordillere. Hier liegen in einer Höhe von 5000 m die Zinnerzgruben von Huayna-Potosi und Milluni am Südabhange des Illampu-Illimanigebirges. Südöstlich davon befindet sich durch das Tal des La Placeflusses getrennt der Quinca-Cruz Gebirgsstock, der als besonders zinnreich gilt. Die wichtigsten meist noch in der Entwicklung begriffenen Gruben sind Monte blanco, Huanchaca de Inguisiri, Concordia, Santa Rosa und Capacabana alle in 5000 m oder mehr Meereshöhe. Südöstlich vom Quinca-Cruzgebirge liegen die Gruben von Colquiri und isoliert am Westabhang Araca. Die zurzeit bedeutendsten Zinnvorkommen sind diejenigen von Huanuni (El Balcon und Penny Duncan) 30 km von Machacamarca und Avicaya, Totoral und Antequera, 10—25 km von Paznia. Schließlich sind die Lagerstätten in der Umgegend von Unicia (Patino und Illalayua) zu nennen.

Das Nebengestein ist an den Gangspalten meist zu einem lichtgrauen quarzitischen Gestein verkieselt. Die Gangausfällung besteht hauptsächlich aus Quarz, Zinnstein, Schwefelkies, während Arsenkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz und Wismutglanz zurücktreten.

Das für den nordwestlichen Teil der Binnencordillere charakteristische Erz ist ein verkieseltes Gestein, das von einem Netzwerk mit Zinnstein und Schwefelkies ausgefüllter Klüftchen und Aederchen durchschwärmt wird, die sich zuweilen zu derben Erzlinsen und Nestern zusammenschließen. Häufig tritt am Salband eine 2—5 cm starke Lage kompakten Erzes auf. In der Regel ist der Zinngehalt des Schwefelkieses makroskopisch nicht zu erkennen, seltener sitzen größere Einsprengungen von Zinnstein im Kies. Nach Everding hat es den Anschein, als ob die reine Zinnstein-Quarzformation eine obere primäre Teufe darstellt, unter der eine tiefere derben Schwefelkies mit Zinn führt.

Die bauwürdigen Partien haben 3—6 Proz. Zinn, der Gehalt steigt aber gelegentlich bis 15 Proz.

Die meist bis 60 seltener bis 300 m reichende Oxydationszone besteht aus Brauneisen bezw. braungefärbten Gesteinsbruchstücken mit unverändertem Zinnstein.

Der Zinninhalt der bolivianischen Produktion betrug nach den statistischen Zusammenstellungen der metallurgischen Gesellschaft zu Frankfurt a. M.:

1885:	225 t Zinn	1900:	6 950 t Zinn
1890:	1660 „ „	1905:	13 000 „ „
1895:	4100 „ „	1910:	23 000 „ „

Bolivia liefert also jetzt annähernd ein Fünftel der Zinnproduktion der Welt (vgl. Bd. I, S. 424).

Außerdem deckt Bolivia auch einen wesentlichen Teil der übrigens recht kleinen W i s m u t produktion, an welcher die Distrikte Tasna und Chlorolque im Süden beteiligt sind.

Japan.

Literatur.

Geology of Japan, veröffentlicht von der Geolog. Landesuntersuchung Tokio 1902 (mit Res. in S p u r r s oben zitierter Arbeit über Tonopah U. S. G. S. PP. 1905, 42). The Imperial Geol. Survey of Japan. Tokio 1910. — Mining in Japan, past an present, published by tho Bureau of Mines, the Department of Agriculture and Commerce of Japan. 1909.

Die Gold- und Silberproduktion Japans hat sich in den letzten Jahren bedeutend gehoben, wie aus der folgenden Tabelle hervorgeht:

1875:	191	kg Gold,	7 630	kg	Silber
1885:	294	„ „	26 150	„	„
1895:	983	„ „	79 280	„	„
1905:	5 078	„ „	91 390	„	„
1908:	5 762	„ „	136 240	„	„
1909:	3 922	„ „	127 916	„	„
1910:	4 284	„ „	143 597	„	„

(siehe auch die Statistik weiter unten). Von dem Golde stammt nur etwa ein Zwanzigstel aus Seifen.

Von den Gold- und Silbererzgängen Japans interessieren hier nur die



Fig. 19. Karte der nutzbaren



Blei Zinn Antimon Eisen Mangan Graphit Schwefel Steinkohle Petroleum

Lagerstätten Japans.

tertiären, die sowohl in Sedimentär- als in Eruptivgesteinen auftreten. Der größte Teil der heute in Betrieb befindlichen Gruben, von denen einige recht bedeutende Metallmengen produzieren, beutet tertiäre Gänge aus.

In vielen Fällen handelt es sich nicht um einfache Gangspalten, sondern um mit intensiven Imprägnationen verbundene Trümerzonen in tertiären Tuffen, Schiefern und Lipariten. Häufig finden sich auf diesen Lagerstätten, deren Erzkörper nach der Tiefe zuzunehmen pflegen, gleichzeitig Kupfererze. Hierher gehören die Vorkommen der wichtigen Golderzgruben Poropets in Hokkaido und Washinosu in Rikuohu und die Silberlagerstätten Fukuishi bei Omori in Iwami und Matsuoka und Hata in Ugo.

Besonders im nördlichen Japan und hier im inneren Kreise der Inselkette sind tertiäre Eruptivgesteine — hauptsächlich Andesite, Dacite, Liparite und Basalte — sehr stark vertreten. Die meisten Gold- und Silbervorkommen finden sich innerhalb dieser tertiären Decken und zwar am häufigsten im Andesit. Die hauptsächlichsten Lagerstätten sind:

Hoshino in der Provinz Chikugo; Quarzgänge im Andesit mit Schwefelkies, Blende, Gold und Silber.

Serigano in der Provinz Satsuma: Quarzgänge im Andesit mit Schwefelkies, Kupferkies, Gold und Silber; 1908 78 kg Gold.

Im Yamaganodistrikt in der Provinz Satsuma: viele ergiebige Quarzgänge im Andesit mit Kalkspat, Schwefelkies, Gold, Silberglanz u. s. w.; Verhältnis: 1 Teil Silber zu 5 Teilen Gold.

Sado oder Aikawa, in der Provinz Sado, mit sehr bedeutender Produktion: Quarzgänge in Andesit und Tuffen, mit Kalkspat-Dolomitspat, Gips, Gediegen Gold und Silber, Silberglanz, Kupferkies, Schwefelkies, Bleiglanz, Zinkblende, selten Stephanit, Pyrargyrit u. s. w.; 1908 427 kg Gold.

Andere berühmte Goldgänge sind die der Gruben:

Zuiho (Provinz Formosa) in tertiären Sedimenten; 1908 ca. 280 kg;

Kago (Provinz Satsuma) in Andesiten und Lipariten;

Otani (Provinz Satsuma) in Lipariten und tertiären Sedimenten;

Yamagano (Provinz Satsuma) in Andesiten; 1908 370 kg;

Ushio und Okuchi (Provinz Satsuma) in Andesiten; 1908 435 kg.

Porpets (Provinz Hokkaido) in Lipariten und tertiären Sedimenten; 1908 216 kg.

Vorzugsweise Silber fördern die wichtigen Gruben:

Kanagase und Tasei, Ikuno (Provinz Tajima) mit Silber- und Kupfererzen in Liparit; 1908 6590 kg Silber;

Innai (Provinz Ugo) mit Silbererzen in Andesit, Liparit und tertiären Sedimenten; 1908 2950 kg;

Tsubaki (Provinz Ugc) mit Silber- und Bleierzen in tertiären Sedimenten und Andesiten; 1908 38 700 kg Silber.

Außerdem wird aus den Provinzen Iwami, Ugo, Rikuchu, Kaga, Juwashiro, Iwaki, Mino, Bizen u. s. w. eine erhebliche Anzahl ähnlicher Vorkommen genannt, die in Andesit und Liparit, gelegentlich auch in

tertiären Tuffen auftreten, und bald überwiegend Gold, bald überwiegend Silber führen. Weit verbreitet ist das sogenannte „Kuromoro", das ist „Schwarzerz", bestehend aus einer innigen Mischung von Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Schwefelkies mit Gold und Silber in wechselnder Menge; nicht weniger als zwei Drittel der Silberproduktion wurde 1908 aus dieser feinkörnigen Mischung gewonnen. — Etwas Silber fällt auch als Nebenprodukt bei den Kupfergruben, dagegen auffallend wenig, nämlich nur ein Zwanzigstel der Gesamtproduktion, aus Bleierzen.

Sumatra.

Literatur.

S. J. Truscott, Trans. Inst. Min. Metall. X, S. 52—73 (Ref. in Spurrs Tonopah-Arbeit U. S. G. S. PP. 1905, 42). — W. Liebenam, Referat eines Vortrages von Truscott. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, S. 225. — P. Krusch, Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten, II. Aufl. 1911, S. 188. — Briefliche Mitteilung von Bergreferendar Müller-Herrings an Krusch.

Im südwestlichen Sumatra (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, S. 227) liegt ein zu einer 30 km langen Bruchzone mit sieben heißen Quellen gehöriger Gangdistrikt, der aus zum Teil sehr mächtigen quarz- und chalcedonführenden Gold-Silbererzgängen mit Hypersthenandesit im Hangenden besteht, welcher am Gang propylitisiert ist. Das Liegende bildet Rhyolith miocänen Alters.

Die in den beiden Gruben Redjang Lebong und Lebong Soelit ausgebeuteten Gänge führen Gold außer im Gediegenen Zustande an Selen gebunden. Die Erze sind in der aus Quarz- und Chalcedon bestehenden Gangart, welche namentlich in der Nähe der Salbänder Lagenstruktur zeigt, sehr fein eingesprengt. Die eigenartige Zusammensetzung der Golderze, die heut noch nicht feststeht, erregte von jeher die Aufmerksamkeit der die Vorkommen besuchenden Lagerstättengeologen.

Bei Redjang Lebong ist in der Nähe der Salbänder der Chalcedongehalt wesentlich höher als in der Mitte des Erzganges. Hier findet also die durch Laboratoriumsversuche festgestellte Regel ihre Bestätigung, daß bei gleichem Kieselsäuregehalt kühlere Lösungen (hier in der Nähe der Salbänder) Chalcedon absetzen, während heißere Quellen (hier in der Mitte der Spalte) zur Quarzbildung neigen.

Der Gang von Redjang Lebong ist bis 22 m mächtig und bisher auf 300 m im Streichen aufgeschlossen, nach Süden und Norden keilt er scheinbar aus.

Die jährliche Roherzförderung beträgt ca. 100 000 t. Das Fördergut hat 30 g Gold und 250 g Silber; das Verhältnis von Gold : Silber ist also ca. 1 : 8. Der Selengehalt erreicht 2—5 Proz. und soll mehr an Silber als an Gold gebunden sein.

Die stark selenhaltigen Schlacken will man auf Selen verarbeiten.

Spurr (a. a. O.) zieht eine Analogie zwischen dieser Lagerstätte und derjenigen von Tonopah in Nevada (S. 21, 65). Im Jahre 1906 wurden

in Redjang Lebong 1426 kg Feingold und 7600 kg Feinsilber produziert, während die 8 km weiter westlich liegende Grube Lebong Soelit 463 kg Feingold und 645 kg Feinsilber lieferte.

Das Haurakigoldfeld auf Neuseeland.

Literatur.

J. Park, F. Rutley, Ph. Holland, Notes on the Rhyolites of the Hauraki Goldfield (mit Angabe der älteren einschlägigen Literatur über das Gebiet), in Quart. Journ. Geol. Soc. LV. London 1899. — A. M. Finlayson, Geol. of the Hauraki Gold Field. Econ. Geol. IV, 1909; hier Zitat einer Reihe von Arbeiten von C. H. Cox, J. R. Don, C. Fraser and J. H. Adams, F. W. Hutton, J. M. Maclaren, Alex. Mc. Kay, P. G. Morgan, James Park, W. J. Sollas and Alex. Mc. Kay in neuseeländischen Publikationen; W. Lindgren in Eng. Min. Journ. 1905, 79, S. 218; J. R. Don, Trans. Amer. Inst. Min. Eng. XXVII, 1898. — Schmeißer und Vogelsang, Die Goldfelder Australiens 1897, S. 92—98.

Das auf der Cap Colville-Halbinsel und in deren Nähe auf der Nordinsel Neuseelands liegende Goldfeld ist an ein tertiäres, 125 km langes und 15—30 km breites Eruptivgebiet geknüpft, welches namentlich aus Andesit, Dacit und Rhyolith besteht (siehe die geologische Karte in Quart. Journ. London LV, 1899, Tafel XXXI). Die Gänge führen in der Hauptsache Quarz mit Gediegen Gold, ab und zu etwas Tellurgold und Tellursilber. Sie enthalten wenig Schwefelkies, Kupferkies, Zinkblende, Arsenkies, Antimonglanz, Rotgültigerz u. s. w. Auf einigen Lagerstätten finden sich kombinierte Gold-Silbergänge, beispielsweise im Waihigebiet mit 1 Teil Gold auf 30 Teile Silber. Die Lagerstätten setzen hauptsächlich im Andesit und Dacit auf; die Propylitisierung an den Gängen wurde eingehend von Finlayson (S. 16) studiert.

In dem Thamesgebiet hat man seit der Entdeckung des Goldes in den Jahren 1867—1897 für 152 Mill. Mark Edelmetall gewonnen und davon 120 Mill. innerhalb eines Areales von nur 3 qkm. Die Gänge sind meist arm an Gold, führen aber einige besonders reiche Shoots oder Bonanzas; sie verarmen nach der Tiefe.

Nach Finlayson sind die Shoots primär und nicht sekundär. In der Nähe liegt das Koromandel- und etwas südlicher das Karangahake- und Waihigebiet mit Gold-Silbererzgängen. Der Waihidistrikt lieferte von 1878—1899 Gold im Werte von 20 Mill. Mark.

An anderen Stellen Neuseelands treten übrigens Goldseifen auf, die zum Teil ausgebeutet werden.

Die Goldproduktion Neuseelands ist in den letzten Jahren gestiegen (siehe die Goldstatistik Australiens S. 92).

Westaustralien.

Literatur.

K. Schmeißer, unter Mitwirkung von Dr. K. Vogelgesang, Die Goldfelder Australasiens. Berlin 1897, Dietrich Reimer. Siehe auch die in mancher Beziehung erweiterte englische Uebersetzung von H. Louis, The Goldfields of Australasia. London 1898, Macmillan & Co. — Sämtliche ältere Literatur in A. Gibb Maitland,

Bibliography of the Geology of Western Australia 1898, Perth. — Halse, Observations on some Gold bearing Veins of the Coolgardie, Yilgarn and Murchison Goldfields. W. A. Trans. Fed. Inst. Min. Eng. XIV, 1897/98. Mit Literaturangaben. — Derselbe, ebenda XX, 1900/01. — H. C. Hoover, The Superficial Alteration of Western Australian Ore Deposits, Trans. Am. Inst. of Min. Eng. XXVIII, 1898. Referat Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899, S. 87. — Bancroft, Kalgoorlie, W. A., and its surroundings. Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXVIII, 1899. — T. Blatchford. The Geology of the Coolgardie Goldfield. Geol. Surv. of W. A. Bull. 3. 1899. Ref. Neues Jahrb. 1901, II. — A. Gibb Maitland, The Mineral Wealth of Western Australia. Geol. Surv. Bull. Nr. 4. Perth. 1900. — P. Krusch, Ueber einige Tellur-Gold-Silberverbindungen von den westaustralischen Goldgängen. Zentralbl. f. Min. u. s. w. 1901, Nr. 7. — T. A. Rickard, The Telluride Ores of Cripple Creek and Kalgoorlie. Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXX, 1901. — Derselbe, The Veins of Boulder and Kalgoorlie. Ebenda XXXIII, 1903. — Kuß, L'industrie minière de l'Australie occidentale. Ann. d. mines (9) XIX, 1901. — General Ground-Plan of Boulder Group of Mines Kalgoorlie W. A. With the existing Working up to June 1901. Compiled and published by the Cie. Belge des Mines d'Or australiennes Ltd. Liège i. M. 1 : 2000. — Geological Map of Kalgoorlie, by A. Gibb Maitland, Government Geologist and W. D. Campbell, Assistant Geologist. Herausgeg. von Geol. Surv. of W. A. 1902. — E. S. Simpson, Notes from the Departemental Laboratory. Geol. Surv. of W. A. Bull. 1902, Nr. 6. — P. Krusch, Beitrag zur Kenntnis der nutzbaren Lagerstätten Westaustraliens. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903.

Westaustralien bildet ungefähr das westliche Drittel des australischen Kontinents, dessen Hauptgoldfelder östlich und südöstlich der Stadt Kalgoorlie in der Nähe der Ostgrenze des Staates liegen.

Die Gesteine Westaustraliens sind nach Woodward zu einer Anzahl nordsüdlich streichender Sättel und Mulden gefaltet, die von zahlreichen Eruptivgesteinen durchbrochen werden. Man unterscheidet im generellen Profil Granite, Gneise und Schiefer, die ihrer Verbreitung nach sechs Zonen bilden. Goldführend sind, von West nach Ost gerechnet, nur die vierte, in welcher Southern Cross liegt, und die sechste Zone mit den beiden Hauptbergwerksorten Kalgoorlie und Coolgardie. In der unmittelbaren Nähe der letztgenannten Golddistrikte stellen die australischen Geologen A. Gibb Maitland und W. D. Campbell, abgesehen von den Oberflächenbildungen (Laterit u. s. w.) Schiefer, Quarzite und Quarzitschiefer, Felsit, Amphibolite, Porphyrite, Glimmerschiefer, die mutmaßlich gequetschte Eruptivgesteine sind, Peridotite und ihre Abarten dar.

Ueber das Alter der Schichten herrscht noch keine Klarheit und auch die Tektonik ist noch wenig erforscht, da die geologische Kartierung eines aus dem Zusammenhange herausgerissenen Gebietes in Westaustralien mit fast unüberwindlichen Schwierigkeiten verknüpft ist. Man kennt also vorläufig nur die Verbreitung der Gesteine, man weiß, daß in dem Goldgebiet nicht nur, wie man früher annahm, Amphibolite auftreten, sondern daß auch Schiefer u. s. w. vorhanden sind.

Das als Amphibolit bezeichnete Gestein bildet nach Krusch keineswegs ein einheitliches Ganzes, sondern besteht aus einer Reihe der verschiedensten Gesteine. Wichtig ist, daß man zwei Gruppen von Amphiboliten unterscheidet, nämlich einerseits die bereits von Schmeißer

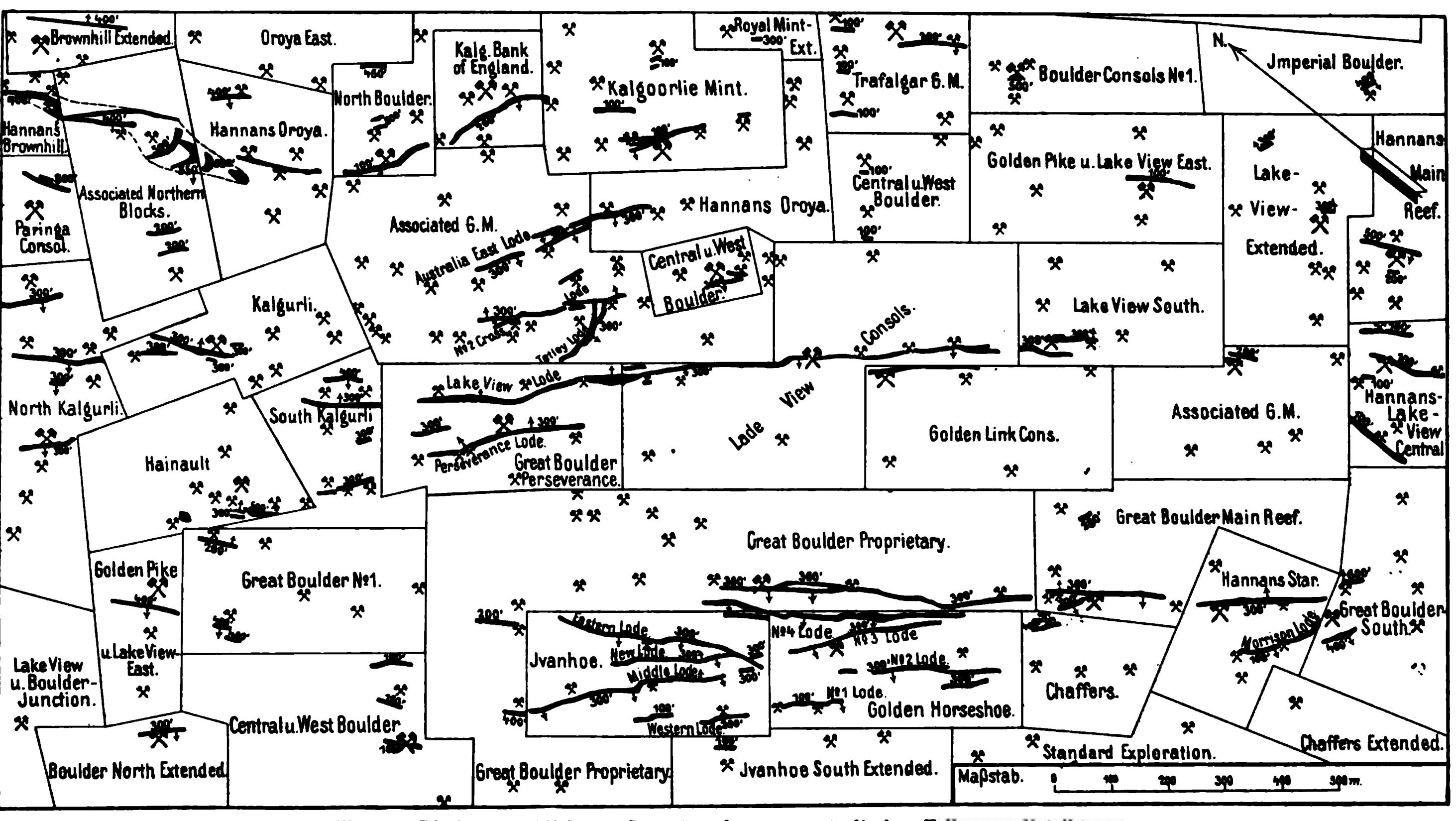


Fig. 20. Die hauptsächlichsten Gangzüge des westaustralischen Tellurgangdistriktes. ✱ bezeichnet Schächte. — Die kleinen Zahlen an den Gängen geben die Tiefe der betreffenden Sohle in engl. Fuß an, doch sind mit 100' die Aufschlüsse zwischen 50 und 100' zusammengefaßt. — Die Pfeile an den Gängen bezeichnen das Einfallen an der betreffenden Stelle und zwar gewöhnlich zwischen der dargestellten und der nächst tieferen Sohle. (Nach Krusch, Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten, 2. Aufl.)

und Vogelsang beschriebenen schiefrigen Amphibolite und anderseits die massigen Hornblendegesteine, die inmitten der dünngeschichteten auftreten und sich um das Streichen der Schichtung nicht kümmern. Gibb Maitland und Campbell erkannten ebenfalls den Unterschied zwischen beiden und gliederten die massigen in solche mit Hornblende, bezw. Chlorit oder Aktinolit. Auch die schiefrigen Gesteine sind nach Krusch nicht einheitlich. Was das Alter der gequetschten Eruptivgesteine anbelangt, dürften nicht nur ältere, sondern auch jüngere umgewandelt sein.

Mit den Amphiboliten sind die Goldgänge Kalgoorlies aufs innigste verknüpft.

Wenn auch das Alter dieser Gesteine vorläufig nicht mit Sicherheit zu bestimmen ist, so geht doch nach Krusch aus dem Auftreten der Lagerstätten und ihrer Ausfüllung mit ziemlicher Sicherheit hervor, daß die westaustralischen Goldgänge der Jungen Gold-Silbergruppe angehören.

Die Goldgänge sind nur selten einfache Spaltenfüllungen, sondern bilden in der Regel zusammengesetzte Gänge im Sinne Kruschs, d. h. sie stellen Trümerzonen dar, welche bei ziemlich regelmäßigem Generalstreichen aus einer großen Menge wenig mächtiger Spaltenfüllungen bestehen. Von diesen Spalten aus erfolgte eine intensive Imprägnation bezw. Verdrängung der Bestandteile des Nebengesteins. Es wanderten vorzugsweise Quarz und Erze ein, derart, daß in vielen Fällen das Nebengestein vollständig ersetzt wurde. Auf diese Weise entstanden häufig verhältnismäßig einheitliche Quarzkörper mit eingesprengten Erzen, die mitunter auf den ersten Blick den Eindruck einfacher Gänge machen, indessen in der Hauptsache durch Verdrängung entstanden sind (Bd, I, Fig. 53, 54 und 55).

Die Mächtigkeit derartiger Gänge kann somit eine bedeutende werden und viele Meter betragen. Bei genauer Untersuchung zeigen sich naturgemäß keine scharfen Grenzen gegen das Nebengestein, sondern die Verquarzung und Vererzung nimmt ganz allmählich nach beiden Seiten ab.

Die Gänge streichen im allgemeinen nordwestlich und sind trotz vielfachen Scharens im großen und ganzen parallel, sie lassen sich nach Krusch im Hauptgebiet zu drei Gruppen zusammenfassen.

Die erste, westliche Gruppe umfaßt die Gänge der Gruben Ivanhoe, Gold Corp., Golden Horse Shoe, Great Boulder Proprietary, Great Boulder Main Reef, Hannans Star und Great Boulder South.

Die zweite Gruppe liegt nordöstlich davon; ihr gehören die Gruben Great Boulder Perseverance, Lake View Consols, Golden Link Cons., Central and West Boulder Associated, South Kalgurli, Hainault, North Kalgurli und Kalgurli an.

Oestlich von ihr erstreckt sich die dritte Gruppe mit den Gruben Kalgoorlie Mint., Kalgoorlie Bank of England, North Boulder, Hannans Oroya, Associated Northern Blocks, Paringa Cons., Brownhill Extended, Hannans Brownhill.

Charakteristisch ist für die Einzelgänge eine gewisse Unbeständigkeit z. B. durch Gabelung im Einfallen, und ihr scheinbares oder wirkliches

Verschwinden in dieser Richtung. Die Trümerzonen spalten sich eben willkürlich, so daß sich die Gangzahl gelegentlich verdoppelt, es kommt aber auch nicht selten vor, daß ein derartiger zusammengesetzter Gang vollständig auskeilt.

Die vielen bekannten Gänge liegen dicht beieinander und erstrecken sich auf ein Feld von nur annähernd 3 qkm, die sogenannte goldene Meile. In diesem kleinen Raume bauen über hundert Gruben bezw. liegen ebensoviele Goldfelder, so daß die einzelnen Konzessionsgebiete nur klein sind. Unter der großen Zahl von Gruben ist nur eine beschränkte Anzahl zu größerer Produktion gelangt. Die bekanntesten derselben sind die Great Boulder Perseverance, die Great Boulder Proprietary, die Golden Horse Shoe, die Ivanhoe, die Lake View Consols u. s. w.

Die Ausfüllung der Gangmasse besteht in der Hauptsache aus Quarz; Karbonate kommen nur spärlich vor. Der Quarz enthält goldhaltigen Schwefelkies mit Gold- und anderen Tellurerzen. Diese beiden Erzarten sind immer aufs engste miteinander vergesellschaftet und, wenn es auch dem Bergmann zur Gewohnheit geworden ist, von sulfidischem Erz zu sprechen, so meint er damit doch das innige Gemenge beider.

In der primären Zone sind die Tellurerze besonders charakteristisch, und zwar findet man am häufigsten den hellen muschlig brechenden Calaverit, den dunklen muschlig brechenden Petzit und die Tellurquecksilberverbindung Coloradoit, während die übrigen Tellurerze, wie Krennerit, Hessit, Altait u. s. w., seltener sind.

Interessant ist die Verwachsung von Tellurgold mit Freigold, welches häufig in reichlicher Menge vorkommt und in dieser Form zweifellos primären Charakter auf den Lagerstätten hat.

Andere Metallsulfide, wie Bleiglanz, Zinkblende, Enargit u. s. w., treten sehr zurück. Das letztgenannte Erz ist deshalb interessant, weil es auf einigen Gruben eine Zeit lang für Tellurgold gehalten wurde. Mit den Erzen vergesellschaftet ist Turmalin, auf den, soweit uns bekannt ist, der Entdecker der anfangs verkannten und daher verachteten Tellurerze, Mariansky, zuerst hingewiesen hat.

Im Streichen sind die Golderze meist nicht regelmäßig verteilt, sondern in Erzfällen konzentriert, die wie bei dem Ivanhoegange entweder ziemlich vertikal in die Tiefe setzen (Bd. I, Fig. 79) oder wie bei dem Gange der Associated Northern Blocks schräg nach der Tiefe einschieben (Bd. I, Fig. 80).

Von großer Wichtigkeit für jeden Golderzdistrikt ist das Verhalten der Goldführung nach der Tiefe. Hier zeigt die Geschichte des westaustralischen Bergbaus, daß das Edelmetall, wenn auch langsam, nach der Tiefe zu abnimmt. Ob diese Abnahme mit dem Verschwinden des Tellurgoldes zusammenhängt oder ob Tellurgold und verkiestes Gold in gleicher Weise zurücktreten, ist noch nicht genauer untersucht.

Die Analysen des Tellurerzes haben gezeigt, daß Tellur zum Teil durch Selen vertreten sein kann, und zwar findet sich dieses Element in den reinen Erzen in Mengen bis zu mehreren Prozent. Welche Rolle der Selengehalt bei der Verhüttung spielt, ergibt sich aus dem Abschnitt über Golderze Bd. 1, S. 72.

In der Nähe der Tagesoberfläche sind die Gänge durch den Einfluß der Tagewässer zersetzt. Während die Goldlagerstätten mit hauptsächlich oder ausschließlich verkiestem Golde häufig zwei außerordentlich charakteristische sekundäre Teufenstufen unterscheiden lassen, nämlich zu oberst die zum größten Teil entgoldete Oxydationszone, darunter die meist abnorm goldreiche Zementationszone (siehe die Bildung sekundärer Teufenunterschiede Bd. 1, S. 207), zeigen die Tellurgoldgänge Westaustraliens nur eine Oxydations- und eine primäre Zone; die Zementationszone fehlt.

Da die Oxydationszone ausschließlich Freigold führt, ist die Gewinnung des Goldes aus diesen Erzen eine einfache, während diejenige der Tellurgolderze größere Schwierigkeiten bereitet. Die Grenze zwischen beiden Zonen ist deshalb nicht nur für den Lagerstättenforscher von Wichtigkeit, sondern ebenso für den Berg- und Hüttenmann, und sie wird aus diesem Grunde auf den Grubenbildern meist sorgfältig eingezeichnet (Bd. I, Fig. 82).

Der Verlauf dieser Linie erweist sich als sehr unregelmäßig; während auf der einen Grube die Oxydationszone beispielsweise nur bis 20 m Tiefe reicht, kann sie auf der Nachbargrube bis zu einem Vielfachen von 20 gehen.

In der Oxydationszone entstand aus dem primären vererzten Gold Freigold. Es tritt hier in vier derartig charakteristischen Formen auf, daß man bereits am einzelnen Handstück bestimmen kann, ob es aus der Oxydationszone einer Tellurgoldlagerstätte stammt. Diese Formen sind folgende:

1. Das Gold bildet ziemlich unscheinbare, senffarbene erdige, lose Hohlraumausfüllungen in Form von Klumpen und Ueberzügen, die man als Mustardgold bezeichnet.

2. Es tritt auf Klüften in sehr feinen Kriställchen, hauchartige Ueberzüge bildend, auf (Flakegold).

3. Die Kriställchen sind in Hohlräumen zu größeren Aggregaten verfilzt, von denen man solche bis zu mehreren Kilogramm Gewicht gefunden hat. Des schwammähnlichen Aussehens wegen nennt man dieses Gold, welches fast chemisch rein ist — nach Simpson hat es nur 0,09 Proz. Silber — Spongegold.

4. Es kommt in Form von Pünktchen, Sternchen und kleinen, mehr oder weniger unregelmäßigen Kreisen als dünner Ueberzug von Spalten vor.

Während die bei andern Vorkommen unmittelbar über der primären Lagerstätte auftretende Zementationszone recht goldreich sein kann und zur Vorsicht bei der Untersuchung der Goldlagerstätten mahnt, erweist sich die unmittelbar über der primären Tellurgoldlagerstätte befindliche Oxydationszone als goldärmer wie die erstere. Folgende Tabelle gibt eine Uebersicht der Erze der Oxydations- und der primären Zone, aus der hervorgeht, daß die sekundäre Zone häufig nur annähernd halb so edelmetallreich ist als die primäre.

Durchschnitte der ganzen Gangmasse.

	Oxydisches Erz	Sulfidisches Erz
West Lode	ca. 6 dwts	ca. 12 dwts
Nr. 2 „	9 „	13 „
„ 3 „	14 „	1 oz
„ 4 „	19 „	2 ozs 4 dwts.

Es muß also eine Wegführung von Gold bei der Entstehung der Oxydationszone stattgefunden haben. Vielleicht haben bei diesem für Goldlagerstätten abnormen Prozesse Tellur und Selen, deren Rolle wir bei den Verwitterungsvorgängen noch nicht kennen, eine wesentliche Bedeutung, denn jeder Hüttenmann weiß, daß Selen beim Goldhüttenprozeß Goldverluste durch die Löslichkeit des Goldes in einer Lösung von Selensäure herbeiführt.

Das Verhältnis von Gold und Silber. Wie die Analysen der Tellurerze ergeben, können sich Gold und Silber beliebig vertreten. Während Calaverit Spuren von Silber bis 4,8 Proz. und Krennerit 3 bis 4 Proz. enthalten kann, weist der Sylvanit 9—10 und der Petzit 40—43 Proz. dieses Edelmetalls auf. Das Endglied der Reihe bildet der Hessit, der reines Tellursilber darstellt.

Was die Verbreitung anlangt, so ist der silberarme Calaverit am häufigsten, unmittelbar hinter ihm folgt dann der silberreiche Petzit. Es sind leider keine Untersuchungen vorhanden, wie viel Gold auf den Lagerstätten an Tellur gebunden und wie viel verkiest ist, und deshalb ist es auch unmöglich, aus genauen analytischen Mineraluntersuchungen das Verhältnis des Goldes zum Silber zu berechnen.

Immer steht aber der Wert des Rohgoldes (Bouillon) auf den einzelnen Gruben fest, jener Goldsilberlegierung, die bei der Verhüttung der Golderze gewonnen und dann später in der Münze von Silber befreit wird.

Die drei bedeutendsten Gruben, Great Boulder Prop., Ivanhoe und Golden Horse Shoe, haben eine Produktion mit einem Feingoldgehalt von 79—87 Proz.; unter Berücksichtigung der Höhe der betreffenden Jahresproduktion ergibt sich ein Durchschnitt von 83 Proz. Gold und 17 Proz. Silber, d. h. das Gold des bedeutendsten Gangkomplexes des Kalgoorliebezirkes hat ca. $^5/_6$ Feingold und $^1/_6$ Silber.

Noch interessanter werden die Zahlen, wenn man in den Produktionen das in Pochwerken und Mühlen durch Amalgamation gewonnene Gold von dem aus den Schlämmen, die in den Filterpressen verarbeitet und dem Cyanidprozeß unterworfen werden, erzielten trennt. Das Pochwerkgold hat 91,1—94,3 Proz. Gold und 8,9—5,7 Proz. Silber, das Gold der Schlämme dagegen 66,6—78,1 Proz. Gold bei 33,3—21,9 Proz. Silber. Wir haben also ein verhältnismäßig silberarmes Pochwerkgold, welches zum größten Teil Freigold darstellt, neben einem silberreichen Gold der Schlämme und Sande, welches zum größten Teil aus goldhaltigem Schwefelkies und goldhaltigem Tellurerz stammt.

Das natürliche Freigold im Kalgoorliedistrikt besteht demnach aus $^{12}/_{13}$ Gold und $^1/_{13}$ Silber, während

das vererzte Gold ca. $^3/_4$ Gold und $^1/_4$ Silber enthält. Diese auffallende Erscheinung muß in der Genesis der Lagerstätte begründet sein. Für die Beurteilung der Vorgänge bei der Bildung silberarmen Goldes neben silberreichem kommen folgende Möglichkeiten in Betracht:

1. Es hat eine Veränderung in der Zusammensetzung der goldführenden Minerallösungen stattgefunden, so daß sich das Verhältnis von Au zu Ag im Laufe des Niederschlagprozesses änderte.
2. Die Minerallösung blieb unverändert, aber verschiedene Ausfällungsmittel traten nacheinander in Tätigkeit, von denen das eine vorzugsweise auf Gold, das andere auf Gold und Silber einwirkte.
3. Die Minerallösung blieb zwar unverändert, aber verschiedene Ausfällungsmittel waren gleichzeitig tätig, von denen beide auf Gold einwirkten, das eine aber gleichzeitig sehr stark auf Silber.
4. Die Minerallösung blieb im allgemeinen unverändert und nur ein Fällungsmittel war tätig, hatte aber die besondere Eigenschaft, das Ged. Gold recht rein und zugleich ausfallendes vererztes Gold silberreich auszuscheiden.

Der letztgenannte Fall erscheint der einfachste. Er erklärt recht gut die Struktur des Erzes und die gleichzeitige Bildung von silberarmem neben silberreichem Golde.

Es ist interessant, die Grenzen der Bauwürdigkeit und deren Schwankungen zu betrachten.

Im Jahre 1903 lag die Grenze bei 15 g Gold pro Tonne, heute sind die Hüttenprozesse derartig vervollkommnet, daß die Unkosten, trotz der außerordentlich hohen Arbeitslöhne, häufig mit 8—10 g gedeckt werden; der darüber hinausgehende Goldgehalt bildet den Gewinn.

Die reichste Grube des Distriktes, die Great Boulder Proprietary, gibt im Jahresbericht für 1910 folgende Kosten an:

1907:	24 sh	9 d	entsprechend	ca.	8,8 g Gold
1908:	25 „	8 „	„	„	9,1 „ „
1909:	26 „	0 „	„	„	9,3 „ „
1910:	26 „	2 „	„	„	9,3 „ „

Die Zahlen der letzten Kolonne sind also identisch mit der unteren Bauwürdigkeitsgrenze.

Im Vergleich hierzu geben wir die Gehalte der im Hauptschacht noch anstehenden Erzreserven des Main Lode nach den verschiedenen Tiefen geordnet:

	dwts per t	
400— 500 Fuß	30,06	
500— 600 „	8,60	
600— 700 „	18,51	
700— 800 „	28,52	Durchschnitt
800— 900 „	32,07	bis 1300 Fuß
900—1000 „	20,95	= 22,74 dwts,
1000—1100 „	26,52	
1100—1200 „	19,12	
1200—1300 „	20,33	

	dwts per t	
1300—1400 Fuß	14,17	Durchschnitt von 1300—2350 Fuß = 13,8 dwts.
1400—1500 „	13,52	
1500—1600 „	13,45	
1600—1750 „	10,21	
1750—1900 „	11,18	
1900—2050 „	11,12	
2050—2200 „	17,30	
2200—2350 „	19,48	

Also auch bei der reichsten Grube zeigt sich die Goldabnahme nach der Tiefe.

Der Golddistrikt von Kalgoorlie wurde Anfang der 1890er Jahre entdeckt, 1896 fand man die Tellurerze.

Die wirtschaftlichen Bedingungen, unter denen die westaustralischen Goldgruben zur Zeit ihrer Entdeckung arbeiteten, waren sehr ungünstige. Das westaustralische Plateau ist wasserlos, so daß nach Gmehling für ein Liter Wasser zeitweilig fünf Pfennig bezahlt wurden. Heute ist Kalgoorlie durch die Eisenbahn mit Perth verbunden, so daß man im bequemen Schnellzug in 15—20 Stunden von der Westküste aus den Golddistrikt erreicht. Die Wasserfrage ist von der Regierung in genialer Weise durch eine Wasserleitung gelöst worden, welche im Jahre 1903 5 000 000 Gallonen (à 4,5 Liter) Wasser pro Tag 325 engl. Meilen weit von Perth nach Kalgoorlie führt. 1903 kosteten 4000 Liter ca. 6 Mark, während vor Beendigung der Wasserleitung 46 Mark gezahlt wurden. Wie das Wasser, so müssen auch die Materialien für Heizung und Grubenausbau von der Küste herantransportiert werden.

Die heutige Bedeutung dieses Goldbergbaues, dem gegenüber das Ergebnis des Bergbaues auf den sonstigen westaustralischen Goldquarzgängen stark zurücktritt, geht aus folgender Tabelle hervor:

Goldproduktion in feinen Unzen:

Jahr	Westaustralien	Australasien	Weltproduktion
1902	1 819 308	3 989 083	—
1903	2 064 801	4 315 759	—
1904	1 983 230	4 220 690	—
1905	1 955 316	4 156 194	—
1906	1 794 547	3 984 538	—
1907	1 697 554	3 659 693	20 121 423
1908	1 647 911	3 546 912	21 448 554
1909	1 595 263	3 447 227	22 230 116

Die Produktion Westaustraliens beträgt also annähernd $^1/_{14}$ der Weltproduktion und nicht ganz die Hälfte der gesamten australasiatischen Produktion, an welcher im Jahre 1909 noch Victoria mit 654 222, Queensland mit 455 577, Neu-Südwales mit 204 709, Tasmanien mit 44 777, Südaustralien mit 7500 und Neuseeland mit 485 179 ozs beteiligt waren.

Der westaustralische Golddistrikt nimmt also bei weitem die erste Stelle unter den australasiatischen ein. Um so bedauerlicher ist der

Produktionsrückgang seit dem Jahre 1903, welcher mit der Abnahme des Goldgehaltes nach der Tiefe und zwar meist von ca. 700 m ab zusammenhängt.

Altenberg bei Seitendorf an der Katzbach.

Literatur.

G. Gürich, Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 34. Die geognostische Uebersichtskarte von Schlesien. — J. Roth, Erläuterungen zur geologischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge. Berlin 1867. — B. Kosmann, Der Metallbergbau im Schmiedeberger und Katzbach-Gebirge. Breslauer Gewerbeblatt Bd. 33. — v. Festenberg-Packisch, Der metallische Bergbau Niederschlesiens 1881. — v. Rosenberg-Lipinsky, Beiträge zur Kenntnis des Altenberger Erzbergbaus. Jahrb. d. kgl. Preuß. geol. Landesanstalt für 1894, S. 161. — A. Sachs, Die Bodenschätze Schlesiens, Erze, Kohlen, nutzbare Gesteine. Leipzig 1906, Veit & Co.

Altenberg in Schlesien war, solange man nur den Bergmannstroster Gang mit seiner Arsen-Blei- und Silbererzführung baute, als Blei-Silbererzgrube bekannt. Die spätere Auffindung von kupfererzführenden Gängen bewirkte die Einreihung unter die Kupfererzlagerstätten und erst in den allerletzten Jahren wurde man auf den hohen Gold- und Silbergehalt der zuletzt entdeckten Gänge aufmerksam, so daß man nach den Untersuchungen von Beyschlag und Krusch jetzt mit Recht Altenberg zu den Golderzlagerstätten rechnet.

Das Gebiet besteht aus hochgradig metamorphosierten, dunkelgrauen, blauschwarzen und dunkelgrünen Schiefern, deren geologisches Alter nicht feststeht, die man aber mit einiger Wahrscheinlichkeit in das Silur stellen kann. Sie wechsellagern mit Decken von vorherrschend ziegelroten oder gefleckten Porphyren und mit Diabasen nebst den zugehörigen Schalsteinen und werden von jüngeren Porphyrgängen durchsetzt, die mit Porphyrkuppen in Verbindung stehen.

Von besonderer Wichtigkeit für die Erzlagerstätten sind zwei in nur beschränkter unterirdischer Verbreitung beobachtete Eruptivgesteine, deren erstes ein seit längerer Zeit bekannter Olivinkersantit (nach Krusch) ist, während das zweite nach der mikroskopischen Untersuchung als ein Propylit aufgefaßt werden kann, dessen Muttergestein nicht feststeht.

Der Olivinkersantit gewinnt die engste Verbindung mit dem Bergmannstroster Gang, indem er häufiger in der Gangspalte selbst auftritt, so daß im Querprofil Kersantit und Erztrümer mehrmals miteinander abwechseln. Zweifellos ist nach den Aufschlüssen das Eruptivgestein älter als der Erzgang. Es fand offenbar längs des Gesteinsganges ein Wiederaufreißen der Spalten statt, durch welches sich eine dem Kersantit folgende Trümerzone bildete. Diese wurde dann von den empordringenden Schwermetallösungen ausgefüllt.

Die Erzgänge von Altenberg sind einfache Gänge. Am längsten bekannt ist der südlichste, der „Bergmannstroster“ Gang, mit seiner charakteristischen Arsenkiesführung, mit Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz u. s. w. und einem bemerkenswerten Silbergehalt.

Veranlaßt durch die vielen Pingenzüge nördlich vom Bergmannstroster Gang hat man durch neuere Arbeiten noch acht weitere Gänge im Tiefbau erschlossen. Die meisten streichen wie der Bergmannstroster Gang H 6—7, während der Wandas Hoffnunggang und der Hermanns-Glückgang nordöstliche Richtung haben. Fast alle Gänge fallen, ebenso wie der Bergmannstroster, mit 60—75° nach Norden ein. Gelegentlich stellen sie sich steiler oder flacher, selten sind sie überkippt. Der Wechsel des Nebengesteins ist in den Grundstrecken ein recht rascher, meist ist die Erzführung in dem Schiefer eine edlere als im Porphyr. Die Ausfüllung aller Gänge hat eine richtungslos massige Struktur, derart, daß die tauben Gangarten der Menge nach wesentlich hinter den Erzen zurücktreten. Häufig besteht fast die ganze Mächtigkeit aus derbem Kupfererz oder Arsenkies, und zwar scheinen sich beide zu vertreten.

Der Charakter der Gangfüllung hat sich in den nördlicheren Gängen gegenüber dem Bergmannstroster insofern geändert, als bei den ersteren das Kupfer eine wesentliche Rolle spielte.

Besonders bemerkenswert sind die hohen Goldgehalte, die namentlich der Mariä-Förderunggang und der Wandas-Hoffnunggang aufweisen.

Im Streichen und Fallen wechseln ärmere und reichere Partien, im Osten scheinen die Gänge zu vertauben; die Gangfüllung besteht dann aus Quarz und spärlichem Spateisenstein mit einer schwachen Erzimprägnation.

Im Westen werden die Gänge durch Störungen beeinflußt, welche ein lokales Abschneiden der Erzführung bewirken.

Da der Distrikt als Golddistrikt noch nicht bekannt ist, empfiehlt es sich, auf die Edelmetallführung genauer einzugehen.

Nach den Untersuchungen von Beyschlag und Krusch waren die Edelmetallgehalte folgende:

Lüschwitzgrundgang	wenige Gramm	Gold	und	46,0 g	Silber
Mariä-Förderunggang . . .	16,5 g	„	„	170,6 „	„
Olgas-Wunschgang	3,0 „	„	„	72,0 „	„
Wandas-Hoffnunggang . . .	26,6 „	„	„	221,6 „	„
Bergmannstroster Gang . .	wenige Gramm	„	„	146,0 „	„

Vergleicht man die Gold- und Silbergehaltszahlen, so kommt man zu dem Resultat, daß das Goldvorkommen von Altenberg große Aehnlichkeit mit den Gängen der Jungen Goldgruppe hat. Freilich ist über Tage kein junges Eruptivgestein bekannt, auf dessen Einwirkung der Gold- und Silbergehalt zurückgeführt werden könnte und der Bergmannstroster Gang ist aller Wahrscheinlichkeit nach ein alter Blei-Silbererzgang. Es liegt aber die Vermutung nahe, daß die Golderzführung der nördlicheren Gänge wesentlich jünger ist als die Ausfüllung des Bergmannstroster Ganges. Wenn auch die Frage noch nicht definitiv entschieden ist, so ist es doch nach dem heutigen Stande unserer Kenntnis angezeigt, Altenberg unter die Junge Gold-Silbergruppe einzureihen.

Die Alte Golderzganggruppe.

Während die Jungen Gold-Silbererzgänge ausnahmslos in engster Beziehung zu jungen tertiären Eruptivgesteinen auftreten, lassen sich bei den Alten Golderzgängen meist überhaupt keine erzbringenden Eruptive nachweisen; in denjenigen Fällen, wo es ausnahmsweise möglich ist, sind es alte. Es scheinen also die Beziehungen zwischen diesen Goldgängen und dem eruptiven Magma keine so engen zu sein, wie bei den Jungen Gold-Silbergängen.

Was die Form der Lagerstätten anbelangt, so macht sich ebenfalls häufig ein Unterschied bemerkbar. Während nämlich bei den Jungen Gold-Silbergängen neben den Füllungen einfacher Spalten die zusammengesetzten Gänge in vielen Fällen eine wesentliche Rolle spielen, stellen die Gänge der Alten Goldgruppe, soweit sie bisher bekannt sind, ausschließlich einfache Gänge dar, die in der Regel scharfe Grenzen gegen das Nebengestein zeigen.

Dazu kommt, daß die streichende Ausdehnung häufig eine viel bedeutendere ist als bei den jungen Gängen. Der am weitesten verfolgte Gang ist der Mother Lode in Kalifornien, welcher zu den bedeutendsten Spaltenfüllungen gehört, die man überhaupt kennt. Naturgemäß handelt es sich bei einer derartigen Ausdehnung nicht um eine völlig einheitliche Spalte, sondern um einen Spaltenzug derart, daß ein Riß auskeilt und in der Regel wenig seitlich von ihm ein neuer als Fortsetzung einsetzt.

Im Einfallen haben die Alten Goldgänge häufig eine beträchtlichere Erstreckung. So sind die kalifornischen Gruben gegenwärtig 700 bis 1000 m tief.

Die Mächtigkeit der Gänge erreicht im Höchstfalle einige Meter, bleibt also wesentlich hinter der Maximalmächtigkeit der Jungen Gold-Silbergänge zurück.

Von Wichtigkeit ist die Art der Begrenzung der Gangplatte gegen das Nebengestein. Auch hier zeigt sich ein Gegensatz, denn bei den Jungen Gold-Silbergängen spielt häufig die Imprägnation des Nebengesteins eine erhebliche Rolle, während bei den Alten Goldgängen nur selten damit zu rechnen ist. Zu den Ausnahmen gehört Roudny in Böhmen.

Die Ausfüllung der Alten Goldgänge ist eine recht einfache. In der Regel überwiegt bei weitem der Quarz, so daß man die Gänge streng genommen als eine besondere Form der Quarzgänge auffassen kann.

Das häufigste Erz ist goldhaltiger Schwefelkies, dem man gewöhnlich in der primären Zone den Goldgehalt nicht ansehen kann, da Freigold nur untergeordnet auftritt. Es ist infolgedessen in allen Fällen, wo Quarzgänge Schwefelkies führen, das Probieren auf Gold zu raten.

Nur ganz selten nimmt der Schwefelkies derartig zu, daß goldhaltige Schwefelkiesgänge mit untergeordneter Quarzführung entstehen.

Die übrigen Sulfide, wie Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und die Sulfosalzverbindungen, spielen in der Regel keine wesentliche Rolle.

So schwer der Goldgehalt in den Fällen zu erkennen ist, wo ausschließlich Aufschlüsse in der primären Zone vorliegen, so ausgeprägt tritt er hervor bei der Zersetzung des Ganginhaltes durch die atmosphärischen Wässer. Gerade bei diesen Gängen hat man zuerst den großen Einfluß der sekundären Verschiebungen des Goldgehalts auf die Metallvorratsberechnung kennen gelernt. Wie in dem allgemeinen Teile ausgeführt wurde, entsteht bei der Zersetzung von Schwefelkies durch den Einfluß der atmosphärischen Wässer schwefelsaures Eisenoxyd, welches Freigold löst. Es findet also zunächst eine Auslaugung des Goldes statt, die so lange anhält, als noch Sauerstoff vorhanden ist. Nach Verbrauch des Sauerstoffes wirken die noch unzersetzten Sulfide in etwas größerer Tiefe reduzierend auf die niedersinkende Goldlösung, so daß das Edelmetall ausgefällt wird und



Fig. 21. Ausgehendes eines Goldganges. Im Hintergrund Granitrücken. Irambaplateau in Ostafrika. (Nach Scheffler.)

zwar, da seine Verwandtschaft zum Sauerstoff sehr gering ist, in Form von Freigold. Das Gold der Zementationszone zeichnet sich stets dadurch aus, daß es entweder die primären Sulfide überkrustet und Klüfte in ihnen ausfüllt oder, was häufiger der Fall ist, Spalten und Hohlräume des meist durch Brauneisen schwach bräunlich gefärbten Quarzes einnimmt. Es empfiehlt sich das Befeuchten des Quarzes zum leichteren Erkennen des Freigoldes.

In der Oxydationszone tritt das Edelmetall sehr spärlich, aber gewöhnlich in engster Vergesellschaftung mit gelartigem Brauneisen, welches aus Schwefelkies entstand, auf.

Das Erkennen und die scharfe Unterscheidung der drei sekundären Teufenstufen, auf die wir Bd. I, S. 204 näher eingingen, ist wegen der großen Differenzen der Edelmetallgehalte von der größten Wichtigkeit für den Lagerstättengeologen und Bergmann.

Da die Alten Goldgänge in der Hauptsache aus Quarz bestehen, treten sie an der Oberfläche durch den Einfluß der Verwitterung auf das meist leichter verwitternde Nebengestein als Wall heraus (Fig. 21). Das ist ein weiterer wesentlicher Unterschied gegenüber den meisten Jungen Gold-Silbergängen.

Gewöhnlich ist der größte Teil der Oxydationszone der Abtragung zum Opfer gefallen, so daß dann die goldreiche Zementationszone den Oberflächenwall bildet. Die leichte Auffindbarkeit derartiger Goldlagerstätten, in denen das Freigold durch Pulvern und Waschen nachgewiesen werden kann, hat den häufig ungebildeten Prospektoren einen Ruf in bezug auf theoretische Lagerstättenkenntnisse verschafft, den sie bei weitem nicht verdienen.

In chemischer Beziehung ist das Gold dieser Gruppe von Gängen in der Regel wesentlich reiner als dasjenige der Jungen Gold-Silbergänge. Wie dort nachgewiesen wurde, führt das Erzgemenge Gold und Silber in wechselndem Verhältnis, so daß man alle Uebergänge zwischen Goldgängen mit einem mäßigen Silbergehalt und Silbererzgängen mit einem mäßigen Goldgehalt findet. Bei den Alten Goldgängen gibt es dagegen nur einen Typus, nämlich den der reinen Goldgänge. Die Folge dieser Erscheinung ist, daß das hüttenmännisch gewonnene rohe Gold, die sogenannte Bouillon, bei den Gängen der Jungen Gold-Silbergruppe in der Regel eine andere Zusammensetzung hat als bei den Alten Goldgängen. Während die ersteren mitunter nur 60 Proz. Gold und 40 Proz. Silber haben, enthalten die letzteren mindestens 90 Proz. Gold und höchstens 10 Proz. Silber.

Von Interesse sind Erfahrungen, die man über primäre Teufenunterschiede der Alten Goldgänge gemacht hat. Die Verhältnisse scheinen hier günstiger zu sein als bei den Gängen der Jungen Gold-Silbergruppe.

Die Geschichte des Bergbaues der alten Gänge lehrt allerdings, daß ein großer Prozentsatz der Lagerstätten nur so lange bauwürdig ist, als man sich in der Zementationszone befindet, daß also bei dem primären Erz an einen Abbau nicht zu denken ist. Bei denjenigen Goldgängen jedoch, wo sich die primären Erze als für den Abbau reich genug erwiesen, haben sie bis in bedeutende Tiefe von über 1000 m ausgehalten. Auf den Alten Goldgängen scheint also die Edelmetallführung nach der Tiefe beständiger zu sein als bei den Jungen Gold-Silbergängen.

In mineralogischer Beziehung ist schließlich noch von Interesse, daß man Turmalin häufiger auf Alten als auf Jungen Gängen findet. Tellurgold, welches in einigen Gebieten auf den Jungen Gold-Silbergängen in größeren Mengen vorkommt, gehört bei den Alten Gängen zu den mineralogischen Seltenheiten.

Wie oben ausgeführt wurde, ist auf dieser Ganggruppe goldhaltiger Schwefelkies das häufigste Erz, während die übrigen Sulfide zurücktreten. Es gibt jedoch auch Fälle, wo Goldgänge zum Abbau Veranlassung gaben, bei denen Gold besonders von Arsenkies und Antimonglanz, bisweilen auch von Wismutglanz begleitet ist. In mineralogischer Beziehung sind demnach mehrere Gruppen zu unterscheiden, von denen allerdings die erste die bei weitem umfangreichste ist.

Die Goldquarzgänge mit ihren reichen Zementationszonen neigen naturgemäß zur Bildung von Goldseifen. Man ist deshalb allermeist zuerst auf die Seifen aufmerksam geworden, ehe man die Gänge näher untersucht hat. Da auch der Seifenbergbau ein sehr billiger ist und die Erträge häufig recht bedeutende sind, geht man gewöhnlich erst an die Auf- und Unter-

suchung der Gänge, wenn die Abnahme der Goldproduktion aus den Seifen dazu zwingt. Bei neuentdeckten Distrikten von Quarzgängen mit goldhaltigem Schwefelkies zeigt sich infolgedessen in den ersten Jahren eine schnelle Erhöhung der Produktion bei hohen Renten der betreffenden Betriebe. Nach und nach tritt mit der Erschöpfung der Seifen ein Produktionsrückgang ein, der auch dadurch in der Regel nicht aufgehalten wird, daß man mit größter Energie durch die Aufschlüsse auf den Goldgängen den Ausfall aus den Seifen auszugleichen sucht.

Die Goldlagerstätten Kaliforniens.

Literatur.

J. D. Whitney, Geol. Survey of California I, 1865. — v. Richthofen, Reisebericht aus Californien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1864, XVI, S. 331. — E. Reyer, Ueber die Goldgewinnung in Californien. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1886, XXXIV. — H. W. Fairbanks, Geology of the Mother Lode-Region. X. Ann. Rep. of the State Mineralogist of California 1890. — H. W. Turner, Notes on the Gold Ores of California. Am. Journ. of Sc. LVII, 1894, S. 467. Ref. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 275. — W. Lindgren, The Gold-Silver-Veins of Ophir. California. 14. Ann. Rep. of the U. St. Geol. Survey 1894, S. 249. — Derselbe, Characteristic Features of California Gold-Quartz-Veins. Bull. of the Geol. Soc. of Am. 1895, Bd. 6, S. 221. Ref. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 423. — Derselbe, The Gold-Quartz-Veins of Nevada City and Grass Valley Distr. Calif. 17. Ann. Rep. of the U. St. Geol. Survey Part II, 1896. — Derselbe, The Geol. Features of the Gold Production of North America. Trans. Am. Inst. Min. Eng. 1903, XXXIII, S. 790. — Derselbe, Ore Deposition and Deap Mining. Econ. Geol. 1905, Vol. I, Nr. 1. — B. Knochenhauer, Der Goldbergbau Kaliforniens und sein Ertrag in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft. Berg- u. H.-Ztg. LVI, 1897 (mit geol. Karte). — California-Paris-Exposition Commission 1900. — Prichard, Observations on Mother Lode Gold Deposits; Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXXIV, 1904, S. 454. — Siehe auch Literaturverzeichnis in J. F. Kemps, Ore Deposits of the U. St., bei H. Ries, Econ. Geol. of U. St. und bei Lindgren.

Die folgenden Ausführungen sind in der Hauptsache den vorzüglichen Arbeiten Lindgrens, des besten Kenners der kalifornischen Goldlagerstätten, entnommen. Wir verweisen auf seine Übersicht S. 49.

Es sind drei Gruppen von Lagerstätten vorhanden, nämlich die Hauptgruben auf dem Mother Lode zwischen dem Mount Ophir und Placerville, eine zweite Gruppe im Norden bei Grass Valley und Nevada City, und eine dritte im Südosten von Placerville bei Grizzle Flat (Fig. 22).

Geschichte. Das erste Gold der Sierra Nevada entdeckte man im Januar 1848 bei Coloma, Eldorado Co.; 1850 arbeiteten im Nevadadistrikt schon mehrere tausend Mann und 1856 war Nevada City bereits eine Stadt von 907 Häusern. Ihre Einwohnerzahl betrug 1880 21 000, ging aber später zurück, da man infolge der Einführung des hydraulischen Prozesses weniger Arbeitskräfte brauchte. Eine ähnlich schnelle Entwicklung nahmen auch die übrigen Distrikte des Goldgürtels.

Die Produktion stieg anfangs außerordentlich, mußte aber später, als die Goldseifen größtenteils erschöpft waren, und der Bergmann gezwungen war, die primären Lagerstätten abzubauen, abnehmen. In dieser Beziehung kann das kalifornische Goldgebiet als Norm für die Entwicklung eines jeden neuen Quarzgoldfeldes gelten.

Geologische Verhältnisse. Die Sierra Nevada besteht nach den Untersuchungen Lindgrens zum großen Teil aus Gliedern der Calaverasformation, welche die paläozoischen Schichten des Gebirgszuges umfaßt. Karbonschichten, deren Alter man allerdings nur an wenigen Stellen belegen kann, herrschen hier vor. Die erste Faltung der Gesteine fand am Ende der paläozoischen oder am Beginne der mesozoischen Periode statt; sie war begleitet von Eruptivgesteinsausbrüchen, die stellenweise während der Karbonformation einsetzten. In der Jura-Triaszeit war ein großer Teil der Sierra Nevada Festland. In den kleinen vom Meere bedeckten Gebieten lagerten sich die Mariposaschichten ab, die aus schwarzen, kohlereichen Schiefern und vulkanischen Tuffen bestehen. Es folgten dann wieder Zeiten intensiver Gebirgsbildung, denen

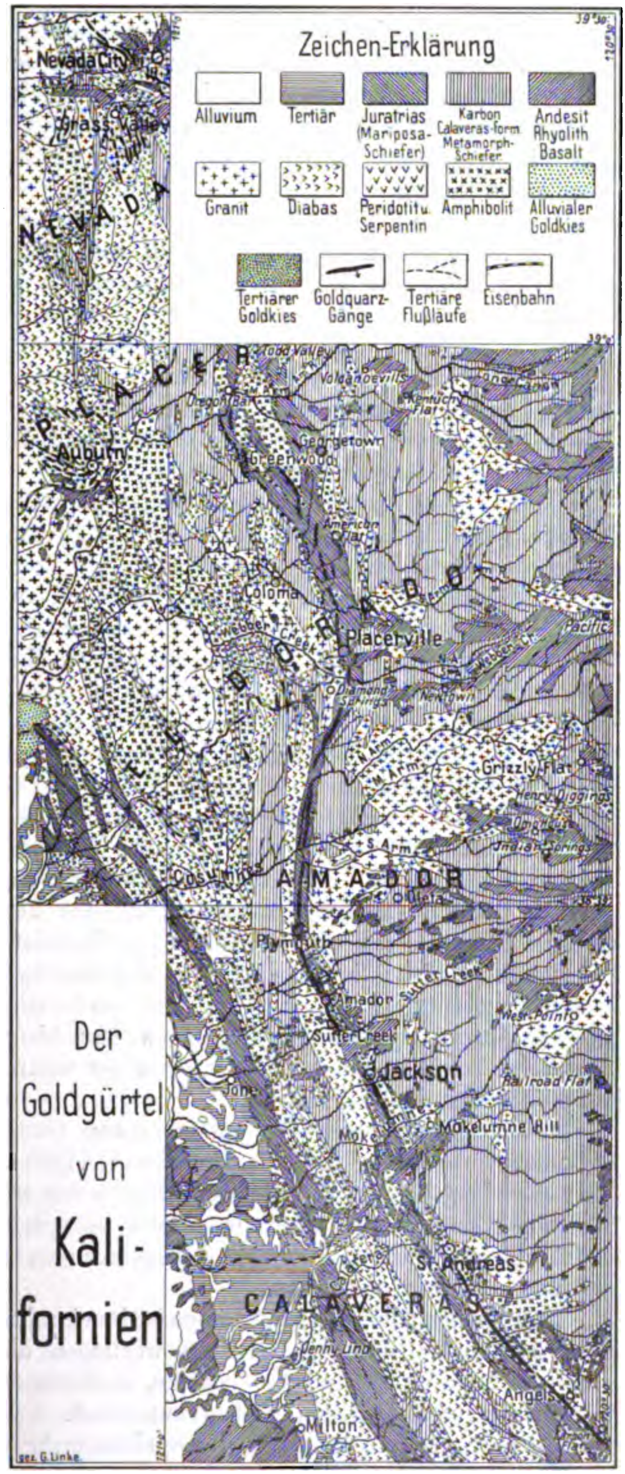


Fig. 22.



enorme Mengen eruptiven Materials von verschiedenem Charakter und verschiedener Struktur ihr Dasein verdanken. Die älteren und jüngeren Gesteine wurden infolgedessen aufs intensivste gefaltet und Diabase und Porphyrite mit ihren Tuffen bildeten Decken und Gänge. Schließlich folgte als gewaltigste Phase eruptiver Tätigkeit das Emporquellen des Granodioritmagmas.

Bei diesen intensiven tektonischen Vorgängen bildeten sich Spalten in großer Zahl, die zum Teil mit Golderzen ausgefüllt wurden. So kann die Bildung der Goldgänge gewissermaßen als letzte Phase der mesozoischen Revolution der Sierra Nevada angesehen werden.

Seit der Jura-Triaszeit war das Gebirge Festland; im letzten Teil der Neogenperiode begannen von neuem vulkanische Eruptionen und Faltungsprozesse. Aus dieser Periode stammen die Rhyolithe und Andesite, die gewaltige Lavamassen bildeten und der Sierra Nevada das charakteristische heutige Gepräge gaben.

Da die Goldgänge nach Lindgren kretazäisch oder z. T. vorkretazäisch sind, ist ihre Beziehung zu den älteren NNW-streichenden Gebirgsfalten auffällig.

Die Goldgänge gehören mehreren Systemen an und bilden an der Oberfläche häufig lange Reihen von Quarzfelsen.

Bis zu den eingehenden Untersuchungen von Lindgren im Jahre 1895 hatten die zahlreichen Bearbeitungen über kalifornische Goldgänge und Gangbezirke nicht zu allgemeineren Ergebnissen geführt, weil die einzelnen Autoren nur kleinere Gebiete untersuchten und ihnen infolgedessen der Ueberblick über das Ganze fehlte.

Die Abhängigkeit der Goldquarzgänge von der metamorphen Schieferzone wurde schon von Whitney erkannt. Während in den granitischen Gebieten im südlichen Kalifornien nur wenige Gänge und zwar in der Regel an der Schiefergrenze auftreten, ist das Verbreitungsgebiet des Schiefers im mittleren und nördlichen Kalifornien sehr erzreich und zwar verteilen sich die Lagerstätten gleichmäßig auf alle Gesteinsarten der metamorphen Zone. Man trifft sie im Granit, Diorit, Gabbro, Serpentin, Quarzporphyrit, Augitporphyrit, Hornblendeporphyrit, Diabas, Amphibolit, sowie in den mehr oder weniger veränderten Tonschiefern, Sandsteinen und Kalksteinen an.

Da sich im Liegenden der metamorphen Gesteinsreihe Goldquarzkonglomerate befinden, hat ein Teil der Goldgänge sicher sehr hohes Alter; die meisten und reichsten sind aber — wie schon von Whitney und von Richthofen gezeigt wurde — spätjurassisch oder frühkretazäisch, sie sind als thermale Nachwirkungen der entsprechenden eruptiven Vorgänge anzusehen.

Das Streichen und Fallen der Gänge ist im einzelnen recht verschieden, da die zahlreichen jüngeren Gebirgsbewegungen die Lagerstätten aufs intensivste beeinflußten und die Gesteine, in denen die Spalten ursprünglich aufrissen, verschiedenen Widerstand boten.

In den Massengesteinen sind die Spalten mehr oder weniger gerade und scharf begrenzt, in den Schiefern dagegen ähneln sie häufig Auf-

blätterungen, und in Gesteinen von mittlerer Festigkeit bildeten sich verwickelte Spaltennetze.

Das Einfallen bewegt sich zwischen 20 und 70°. Die Mächtigkeit ist überaus wechselnd; sie erreicht in einzelnen Fällen bis 5 m, ist aber meist viel geringer.

Auch die Längenerstreckung der Gänge ist sehr verschieden, bei den meisten aber gering. Selten läßt sich ein Gang über einige Kilometer verfolgen. Der gewaltige Mother Lode bildet allerdings eine auf der ganzen Welt einzig dastehende Ausnahme.

In unmittelbarer Nähe der Gänge zeigt das Nebengestein nicht selten dem Gang parallele plattige Absonderung oder auch wohl Druckschieferung und Breccienbildung.

Die Ausfüllung besteht hauptsächlich aus milchweißem Quarz von massiger, selten gebänderter Struktur. Alle übrigen Gangarten treten nur in verhältnismäßig geringen Mengen und lokal darin auf, so Kalkspat und Bitterspat — meist an den Salbändern —, einige weißliche und grünliche Glimmerarten, ferner Albit, Titanit, Ilmenit und Anatas.

Das Gediegen Gold ist ebenfalls in der Gangmasse ganz ungleich verteilt und in der Regel von mikroskopischer Feinheit; gelegentlich bildet es mit dem bloßen Auge erkennbare Schuppen, Fäden und Klümpchen, sehr selten sind größere Massen von bis 25 kg gefunden worden. Es hat meist wenig Silber, ausnahmsweise bis 30 Proz.

Vergesellschaftet ist das Edelmetall mit goldhaltigem Schwefelkies, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz; seltener sind Arsenverbindungen, insbesondere Arsenkies und noch seltener Verbindungen von Antimon und Tellur; Markasit kommt fast nie vor.

Die Gänge im Granodiorit sind fast durchweg sulfidreicher als diejenigen in anderen Gesteinen, und der Magnetkies scheint auf die ersteren beschränkt zu sein. In schwarzen Tonschiefern führen die Goldquarzgänge von Sulfiden fast nur Pyrit und bisweilen etwas Arsenkies. Gänge im Gabbro enthalten oft Kupferverbindungen. Indessen sind Ausnahmen von diesen Erfahrungen derartig zahlreich, daß der Einfluß des Nebengesteins auf die Erzführung nicht als ein scharf ausgeprägter bezeichnet werden kann.

Bei mächtigeren Gängen ist das Edelmetall häufiger an den beiden Salbändern konzentriert, während der innere Teil des Ganges unbauwürdig ist, indessen ist die Verteilung des Goldgehaltes in vielen Fällen auch wieder eine gleichmäßige durch den ganzen Querschnitt. Häufig sind bald ganz unregelmäßige Anhäufungen bauwürdiger Erze neben ausgedehnten unbauwürdigen Massen, bald langgestreckte flachlinsenförmige „Erzfälle“ (chutes), deren von der Lage des Ganges unabhängiges Einfallen meist ein steiles ist und selten unter 45° hinabgeht. Die Breite der Erzfälle schwankt zwischen 1 und 100 m, die Länge kann 600 m und mehr erreichen. Keilt ein Erzfall aus, so findet man häufig in größerer Tiefe in gleicher Richtung einen neuen.

Manche Gänge enthalten das Gold in kleineren Erznestern. Mit der Zunahme des Goldes im Gange nimmt übrigens stets die Menge der Sulfide zu.

Besonders charakteristisch ist die Veränderung des Nebengesteins

längs der Gänge. Ihre Intensität hängt gewöhnlich von der Mächtigkeit ab und kann sich bis 10 m seitwärts erstrecken. Wenig angegriffen sind nur sehr saure Massengesteine und gewisse kohlige Schiefer; am meisten verändert wurde der Serpentin unter Vermehrung des Ca- und Verminderung des Mg-Gehaltes.

Die einzelnen Goldvorkommen. — 1. Bei Nevada City und Grass Valley liegen eine größere Anzahl von Gängen ungefähr 20 engl. Meilen nördlich von den letzten Ausläufern des Mother Lode, von dem sie sich auch in ihrem allgemeinen Charakter ziemlich unterscheiden. Ihre Mächtigkeit ist bei verhältnismäßig hohem Goldgehalt gering. Freigold kommt sowohl in der Nähe der Oberfläche, als in der Tiefe vor; abgesehen hiervon ist aber ein schwankender Gold- und Silbergehalt in den Sulfiden vorhanden. Das Streichen variiert äußerst, das Einfallen ist flach und schwankend.

Im großen und ganzen kann man in der Anordnung der Lagerstätten zwei Hauptsysteme, ein nordsüdliches und ein ostwestliches, unterscheiden; bei beiden gibt es keine bestimmte Regel über das Einfallen.

Der Distrikt von Grass Valley ist sehr ertragreich, dann folgt der Nevada Citydistrikt und an dritter Stelle steht der Banner Hilldistrikt. Ein erheblicher Teil der Produktion stammt von den Hauptgruben Eureka, Idaho, Rocky Bar, North Star, Empire und Providence.

Von diesem gewöhnlichen Typus der Goldquarzgänge weichen einige weniger wichtige Lagerstätten in Grass Valley ab, die als Erz Kupferkies und Buntkupfererz und als Gangart Kalkspat, Quarz und Feldspat führen.

2. Wiederholt wurde der Mother Lode (Fig. 22) genannt, der mit seiner Erstreckung von ca. 150 km den bedeutendsten bauwürdigen Gang der Welt darstellt. Er besteht aus einer großen Zahl sich verzweigender und ablösender Gangspalten, die eine gewaltige Quarzriffzone am Fuße der Sierra Nevada bilden. Gewöhnlich fällt er mit 50—70° nach Osten, ähnlich den Schiefern, ein. Die Mächtigkeit der einzelnen Gangpartien kann bis 10 m erreichen, bleibt aber meist unter 1 m. Auffallend ist die häufige örtliche Verbindung der Spalten mit Eruptivgesteinen.

Der meist milchweiße Quarz neigt zum Zerfall in dünne Platten und wird daher als „Rippenquarz" bezeichnet. Das Gold ist entweder fein eingesprengt oder an Schwefelkies gebunden. Wie bei allen Goldgängen Kaliforniens ist die Konzentration des Edelmetalls in Erzfällen charakteristisch. Im Norden und Süden zersplittert der Mother Lode.

3. Die Lagerstätten von Grizzly Flat im Südosten von Placerville sind weniger wichtig, treten an der Grenze von Calaverasschiefern und Granit auf und enthalten ebenfalls das Edelmetall an Quarz gebunden.

Interessant ist bei allen kalifornischen Goldgängen die Veränderung des Edelmetallgehaltes nach der Tiefe.

Lindgren berichtet in seiner Arbeit „Ore Deposition and Deep Mining" über die Verhältnisse einiger Gruben des Mother Lode, deren Vertikalteufe im Jahre 1905 zwischen 1766 und 2863 engl. Fuß schwankte. Die Kennedy (2700 Fuß), Central Eureka (1900—2200 Fuß), Oneida (1900 Fuß) und Gwin (2000 Fuß) konnten bei diesen doch recht bedeuten-

den Teufen mit Vorteil abbauen, da in dieser Tiefe noch Erze mit Freigold von ähnlichem Charakter wie in der Nähe der Tagesoberfläche auftraten. Nur insofern wurde ein Unterschied beobachtet, als die taschenähnlichen Anreicherungen in den tiefen Bauen weniger häufig waren; die Hoffnung jedoch, in noch bedeutenderen Tiefen bauwürdige Erze zu finden, erscheint nach Lindgren in Kalifornien gerechtfertigt; er glaubt allerdings, daß die Temperatur bei 5000 Fuß dem Bergbau eine Grenze setzen wird. Da er annimmt, daß eine Gebirgsschicht von 3000 Fuß Mächtigkeit der Erosion zum Opfer fiel, so kommt er zu dem Schluß, daß in Kalifornien Freigold noch 6000 Fuß unter der Tagesoberfläche abgesetzt wurde. Einige Gruben in Amador Co. arbeiteten 1909 auf dem Mother Lode bei 3400 Fuß Tiefe, ohne daß sich der Charakter des Erzes geändert hätte.

Knochenhauer gibt als Durchschnitt der bauwürdigen Erze Kaliforniens 15—20 g pro Tonne an; der Gehalt der Zementationserze erreichte nicht selten 160 g.

In bezug auf die Genesis der Gänge kommt Lindgren zu dem Resultat, daß die wäßrigen Lösungen, welche die Goldquarzgänge bildeten, neben Kieselsäure große Mengen von Kohlensäure, Ca-Karbonat und Schwefel als Schwefelwasserstoff oder als Sulfosalze enthielten. Derartige Wasser sind aber in der Natur nur als aufsteigende und gewöhnlich heiße Quellen bekannt. Der Ursprung des Goldes ist in tieferen, vielleicht granitischen Gesteinen oder Magmen zu suchen.

Die Goldproduktion Kaliforniens geht aus folgender Uebersicht hervor, bei der allerdings berücksichtigt werden muß, daß im Anfang der Seifenbergbau eine größere Rolle spielte als jetzt.

Die Goldproduktion Kaliforniens beträgt jährlich 18—21 Mill. Dollar bei einer Gesamtproduktion der Vereinigten Staaten von ca. 100 Millionen; Genaueres geht aus Tabelle S. 50 hervor.

Im Jahre 1908 wurde für 19 329 700 Dollar Gold neben 1 703 800 feinen Unzen Silber (im Wert von nicht ganz 2 Mill. Dollar) gewonnen. Die Produktion von 1909 wird auf 21 Mill. Dollar Gold bei ungefähr gleicher Silberproduktion wie 1908 geschätzt. In der Goldproduktion sind die Erträge der primären und Seifenlagerstätten enthalten.

Der Grass Valleydistrikt in Nevada Co. lieferte die größte Goldmenge aus Quarzgängen, und übertrifft bei weitem die einzelnen Counties des Mother Lode.

Die Goldquarzgruben des Staates produzieren jährlich ca. 2 500 000 t Erz, von denen 2 000 000 t Pocherz mit einem Goldwerte von 5—5,75 Dollar pro Tonne sind, während der Rest Kupfererz mit Gold und Silber darstellt. Diese Quarzgruben liefern jetzt jährlich für einige Millionen Dollar mehr als die Seifenlagerstätten.

Die Quarzgruben der Mother Lode Counties Amador, Calaveras, El Dorado, Mariposa und Toulumne ergeben drei Viertel der gesamten Pocherze des Staates, deren Gehalt mit 4 Dollar pro Tonne allerdings hinter demjenigen der übrigen Counties mit weniger mächtigen, aber reicheren Gängen zurückbleibt.

Die Treadwell-Lagerstätte in Alaska.

Literatur.

G. F. Becker, Reconnaissance of the Gold Fields of Southern Alaska, 18 th. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey 1898. — A. C. Spencer, The Geol. of the Treadwell Ore-Dep., Douglas Island. Alaska. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. Okt. 1904. — Derselbe, The Juneau Gold Belt, Alasca. U. St. Geol. Surv. Bull. 225, 1903, S. 28.

Das Vorkommen liegt bei Douglas Island gegenüber Juneau City, Alaska, und ist deshalb bemerkenswert, weil hier auffallend arme primäre Golderze noch mit Vorteil abgebaut werden. Ein Albit-Hornblendegestein, welches man bald als Natron-Syenit, bald als Albit-Diorit bezeichnet, wird von einer Unzahl von Quarzschnüren durchschwärmt, die Gold gediegen und vererzt enthalten. Von den Spalten aus ist das Nebengestein mehr oder weniger imprägniert. Neben Schwefelkies kommen Kupferkies, Arsenkies, Magnetkies, Zinkblende und Bleiglanz vor, Quarz ist selten. Da der Haupterzkörper eine bis ca. 150 m mächtige intrusive Zone darstellt, können hier gewaltige Erzmengen mit außerordentlich niedrigen Kosten abgebaut werden.

Obgleich der Durchschnittsgehalt der Erze nur wenige Gramm beträgt, und im allgemeinen zwischen 3—5 g schwankt, erzielt man dennoch einen Reingewinn.

Es muß aber ausdrücklich betont werden, daß solche Gehalte an Gold im allgemeinen auf primären Lagerstätten für einen rentablen Bergbau nicht genügen; die abnorm niedrigen Unkosten der Treadwellgrube dürfen also nicht als Maßstab für andere Goldgruben genommen werden.

Die Goldquarzgänge Australasiens.

Literatur.

E. Lidgey, Rep. on the Ballarat East Goldfield, Special Rep. Dep. of Mines Vict. 1864. — W. B. Withers, History of Ballarat 1870. — Murray, Report on the Geology and Mineral Resources of Ballarat 1874. — Wolff, Das australische Gold, seine Lagerstätten und seine Associationen. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1877, XXIX. — R. L. Jack, Report on the Geology and Mineral Resources of the District between Charters Towers Goldfields and the Coast 1879. — T. A. Rickard, The Bendigo Goldfield I—III. Transact. Am. Inst. Min. Eng. Okt. 1891, Okt. 1892, Aug. 1893. — E. F. Pittmann, On the Geolog. Structure of the Wyalong Goldfields. Record Geol. Survey of N. S. W. 1894. — E. J. Dunn, Report on the Bendigo Goldfields, Dep. of Mines. Melbourne 1893. — Babu, Les mines d'or de l'Australie. Ann. d. Mines 1896, IX, 315—395. — R. Allan, Report in Connexion with the Underground Plans of the Ballarat West Mine. Dep. of Mines Vict. 1897. — Schmeißer und Vogelsang, Die Goldfelder Australasiens. Berlin 1897. — W. Lindgren, Occurence of Albite in the Bendigo Veins. Econ. Geol. Vol. I, Nr. 2, 1905. — H. P. Woodward, The Auriferous Deposits and Mines of Menzies, North Calgoorlie Goldfield, Geol. Survey Bulletin 22. Perth 1906. — J. W. Gregory, The Indicators of Ballarat The Mining Journal London, Jan. 20, 1906. — Derselbe, The Ballarat East Goldfield. Mem. Geol. Survey Victoria Nr. 4, 1907.

Neben dem Tellurgolddistrikt Westaustraliens und den tertiären Goldgängen Neuseelands gibt es in Australasien eine Anzahl wichtiger Goldquarzgangdistrikte, welche ein hohes geologisches Alter haben. Selbst in

Westaustralien begann der Bergbau nicht auf den Tellurgoldgängen, sondern auf Quarzgängen, die allerdings keine große Rolle spielen.

Von Wichtigkeit sind die Vorkommen in Victoria, Queensland und Neusüdwales (Fig. 23).

Mit dem Studium dieser Lagerstätten haben sich hauptsächlich Woodward, Rickard, Dunn, Gregory, Schmeißer und Lindgren beschäftigt.

In der Kolonie Victoria sind die im Westen gelegenen Goldfelder von Bendigo und Ballarat, Ararat, Maryborough, Castlemaine, und im Osten Beechworth und Gippsland besonders bemerkenswert. Unter ihnen stehen die Goldfelder des Bendigodistriktes an erster Stelle.

Die dortigen Gänge treten in einer hochgradig gepreßten Serie schwarzer Schiefertone und mit ihnen wechsellagernder feinkörniger Sandsteine des Ordoviciens auf, welches etwas südlich von Bendigo von Granit oder Quarzmonzonit durchbrochen wird. Die Lagerstätten haben die eigenartige Form der Saddle Reefs (Fig. 24 u. 25), das sind Ausfüllungen von Aufblätterungshohlräumen, welche bei der Zusammenpressung der Gesteine im Sattelhöchsten und Muldentiefsten entstanden. Sie dehnen sich ununter-



Fig. 23. Die Goldfelder von Victoria, Neusüdwales und Queensland.

brochen viele Kilometer entlang den Sattelachsen, im allgemeinen im Streichen und Fallen mit dem Nebengestein übereinstimmend aus und bilden deshalb auf den Sattelflügeln gangförmige Erzkörper, die als „Legs" bezeichnet werden (Fig. 24 u. 25). In einer Vertikalen sind zehn und mehr derartiger Sattelgänge gefunden worden.

Man kennt im Bendigodistrikt innerhalb eines ca. 1400 m breiten Streifens drei Hauptachsen oder Linien von Sattelgängen. Sie laufen parallel, streichen nördlich und werden als die New Chum, Garden Gully und Hustler Lines bezeichnet (Fig. 25).

Abgesehen von diesen Sattelgängen enthalten die Schiefer auch Trümer und mehr oder weniger unregelmäßige Erzkörper, welche zum Teil bedeutende Dimensionen haben und mehr oder weniger direkt mit den Saddle Reefs zusammenhängen. Man nennt sie „Spurs" und „Makes". Namentlich im Norden des Bendigofeldes sind diese Spurs sehr reich.

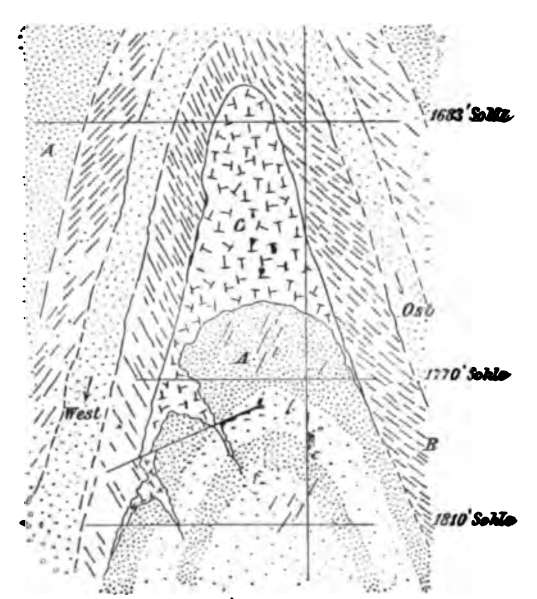


Fig. 24. Profil eines Sattelganges der New Chum Cons. Mine. (Schmeißer, Z. f. pr. Geol. 1898, S. 100.) A = Sandstein; B = schiefriger Sandstein mit Quarzschnüren; C = Quarz.

Der goldführende Quarz des Bendigodistriktes grenzt scharf gegen die schwarzen Schiefer des Nebengesteins, welche von ihm so gut wie nicht verdrängt werden, ab. Er erscheint milchweiß und fast glasig und zeigt wenig Spuren von Druck. Quarzmassen mit zwischengeschalteten dünnen Schieferlamellen sind nicht ungewöhnlich. Dunn hat infolgedessen die Theorie aufgestellt, der sich die Verfasser allerdings nicht anschließen können, daß die Kristallisationskraft der Mineralien zur Erweiterung der heute von den Erzen eingenommenen Hohlräume beigetragen hat; er denkt sich also den Vorgang ähnlich wie Bornhardt die Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge (siehe dort). Wenn die zweifellos vorhandene Kristallisationskraft der Mineralien derartige Wirkungen ausüben könnte, dann würden die Folgen des kolossalen Druckes, den man voraussetzen müßte, zunächst an den Gesteinspartien unmittelbar am Erzgang nachweisbar sein.

Karbonate von Kalk, Magnesia und Eisen sind bisweilen mit dem Quarz vermengt und finden sich recht häufig an den Salbändern der Gänge. Chlorit kann in kleinen gebogenen deutlichen Kristallen nachgewiesen werden.

Von Sulfiden kommen fast ausschließlich Schwefelkies und Arsenkies

neben einer geringen Menge von Bleiglanz vor, dabei scheinen die Kiese besonders häufig in dem unmittelbar dem Quarz benachbarten Schiefer zu sein. So findet man nicht selten Schwefelkieskristalle, die zur Hälfte im Quarz und zur Hälfte im schwarzen Schiefer auftreten.

Lindgren, dessen Schilderungen wir hier hauptsächlich folgen, fand Albit im goldführenden Quarz in der South New Moongrube, einer der produktivsten in der Nähe von Eagle Hawk. Hier kommt das Erz nicht in einem Saddle Reef, sondern in Form einer großen „Spur" oder unregelmäßigen Quarzmasse im schwarzen Schiefer vor.

Das Gold ist grobkörnig und kann häufig in großen Partikeln im massigen, weißen, fast glasigen Quarz beobachtet werden.

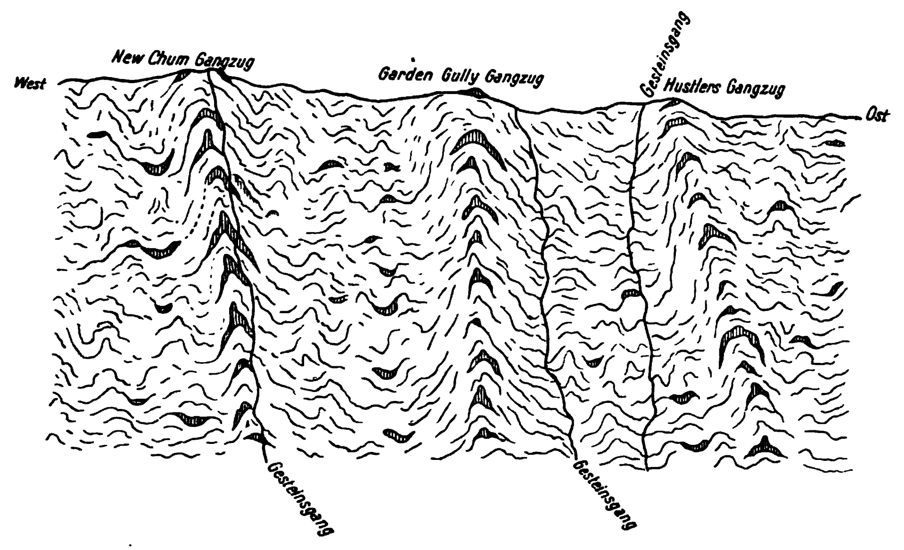


Fig. 25. Schematisches Profil durch das Bendigogoldfeld. (Nach Schmeißer.)

Von Interesse ist die Erzführung nach der Tiefe. Viele der dortigen Gruben haben bereits über 1000 m erreicht, ja die New Chum Railway Mine traf im Jahre 1906 bei fast 1400 m ein anscheinend noch bauwürdiges Saddle Reef. Die untere Grenze der Bauwürdigkeit liegt bei einem Goldgehalt von 7 Dollar, das sind ca. 10 g pro Tonne.

Im allgemeinen hat man aber die Erfahrung gemacht, daß die oberen 2500 Fuß bedeutend reicher sind, als die größere Tiefe.

Der Distrikt produzierte bis 1906 im ganzen ungefähr 20,5 Mill. Unzen Gold und zwar 6 Millionen ausschließlich aus primären Erzen, während 14,5 Millionen zum Teil aus primären Erzen, zum Teil aus Seifen stammen. Im Jahre 1904 betrug die Produktion 206 000 Unzen, das Erz hatte einen Durchschnitt von 10 Dollar oder von 14,3 g pro Tonne.

Das Ballaratgoldfeld. In diesem südlich von dem Bendigodistrikt liegenden Goldfeld besteht das Nebengestein der Gänge aus miteinander vielfach wechsellagernden, 2 Zoll bis 1 Fuß mächtigen Schiefern

und Sandsteinen, welche zum Teil quarzitisch auftreten. Alle Gesteine sind feinkörnig und frei von Konglomeraten und kennzeichnen sich durch Ripple Marks als Flachwasserbildungen.

Lindgren macht darauf aufmerksam, daß trotz der geringen Mächtigkeit einige dieser Schichten auf große Entfernungen verfolgt werden können, wenn auch im allgemeinen nach den Untersuchungen Gregorys der petrographische Wechsel ein recht schneller ist. Fossilien wurden bis jetzt nicht gefunden. Man beschrieb die Schichten namentlich früher als untersilurisch, sie gehören nach Gregory im östlichen Teile des Ballaratplateaus zum Unteren Ordovician und müssen bei Ballarat sogar als präordovicisch aufgefaßt werden.

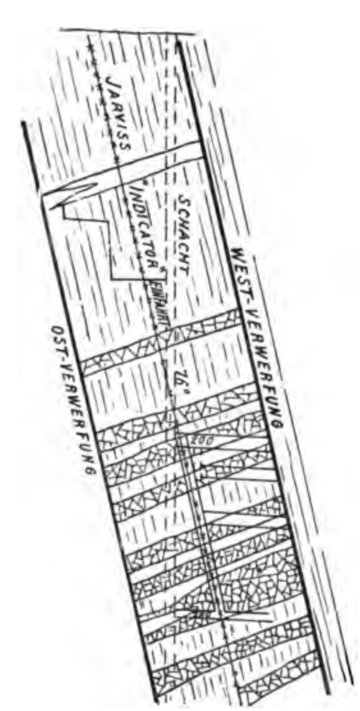


Fig. 26. Profil des „Lodes" der Metropolitan Mine, Monte Christo Line, mit dem Jarvissindikator. (Nach Gregory.)

Die Gesteine streichen nordnordwestlich und fallen im allgemeinen nach Westen ein. Durch jüngere Faltung wurden sie zu steilen Sätteln und Mulden aufgepreßt. Oestlich von Ballarat treten granitische Gesteine auf, die die Schiefer kontaktmetamorph umwandeln.

Bemerkenswert sind karbonische glaziale Ablagerungen im Osten des Plateaus.

Die Goldquarzgänge des Distriktes lassen sich in drei Gruppen zusammenfassen, nämlich Little Bendigo Ballarat, Ballarat East und Ballarat West, deren Haupterstreckung annähernd parallel, nämlich nord-südlich ist.

Little Bendigo, der nordöstlichste Gangdistrikt, ist 2 engl. Meilen lang und umfaßt mehrere parallele Quarzgangzüge, von denen die hauptsächlichsten Monte Christo, The Band of Hope und Dy-Black Hill heißen. Bei der letztgenannten Lokalität beginnt der Ballarat-Ostgangzug, der sich von Black Hill sieben oder acht engl. Meilen südwärts erstreckt. Annähernd eine Meile weiter westlich tritt der Ballarat-Westgangzug in einer Länge von drei engl. Meilen auf, derart, daß seine nördlichsten Gruben den bedeutenden südlichsten des Ballarat East-Gangzuges gegenüberliegen.

Die Lagerstätten des Little Bendigodistrikts werden im Norden von einer großen Verwerfung abgeschnitten. Die wichtigsten Gänge sind diejenigen des Gangzuges Monte Christo, die von zwei parallelen Verwerfungen begrenzt werden (Fig. 26). Zwischen diesen 80 Fuß voneinander entfernten Störungen werden die Schiefer- und Sandsteinlagen von einer größeren Anzahl flacher Quarzgänge durchsetzt, welche südlich streichen und nach Osten einfallen. Die Gänge waren in der Nähe der Oberfläche, wo das Gold in gut begrenzten Erzfällen konzentriert ist, reich, haben sich aber von 300 Fuß Tiefe an häufig als nicht bauwürdig erwiesen.

Von Wichtigkeit sind die sogenannten Indikatoren des Ballaratdistriktes, das sind bestimmte Schieferlagen, welche sich auf große Entfernungen verfolgen lassen. So tritt z. B. im Monte Christo-Gangzuge, im Bereiche der Metropolitan Mine (Fig. 26), ein Schieferband in der Mitte des sog. Ganges auf, welches als Jarvissindikator bezeichnet wird.

Das Ballarat West-Goldfeld ist das südwestlichste des Distriktes. Da die Oberfläche hier von einer Basaltdecke gebildet wird, gehen die Gänge nicht zutage aus. Der Goldquarz findet sich in großen unregelmäßigen Massen, die gewöhnlich undeutliche Linsenform zeigen und nach den Seiten und der Tiefe eine große Anzahl von Quarztrümern aussenden. Die Gänge des Distriktes sind zu zwei Gangzügen gruppiert, die man als Consols Lode und als Star Lode bezeichnet.

Das Ballarat East Goldfield ist das bedeutendste des Distriktes. Hier wurden die großen Goldnuggets gefunden, deren Gewicht bis 90 kg erreichte und die dem Goldfelde seinen Ruf verschafften.

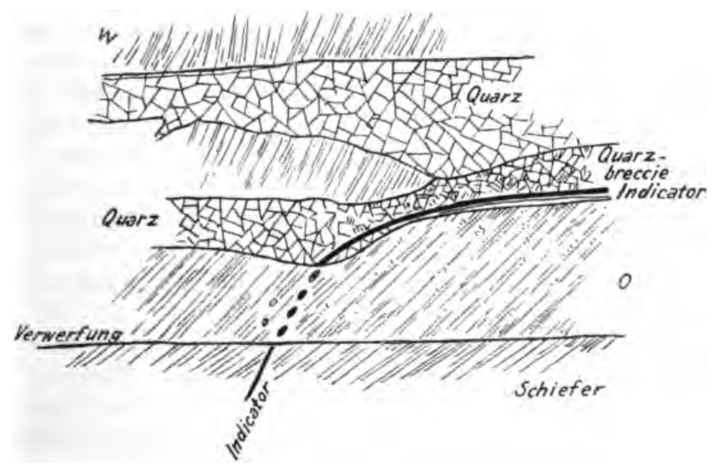


Fig. 27. Verlauf des Britannia United Indicator auf der 987 Fuß Sohle der Victoria United Mine. (Nach Gregory.)

Der Distrikt enthält eine große Anzahl gutbegrenzter Gänge oder linsenförmiger Quarz „makes“, welche in mehr als einer Beziehung an die berühmten Goldgänge Kaliforniens erinnern. In East Ballarat ist aber die Verteilung des Golderzes eine recht komplizierte. Statt weniger wohlbegrenzter vertikaler Gänge finden sich hier viele dünne Lagen, die annähernd horizontal verlaufen. Die Bergleute haben deshalb mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen, da ein großer Teil des Quarzes goldarm ist.

Nichtsdestoweniger dürfte auch im East Ballaratfelde die Edelmetallverteilung an bestimmte Gesetze gebunden sein. Während die Hauptmasse des Quarzes goldarm ist, wird sie von reichen Partien und Bändern durchzogen, die überall da auftreten, wo die flachen Quarzgänge wenig mächtige vertikale Schichten eines dunklen Schiefers, „Indikatoren“, durchsetzen. Ein derartiger Quarzgang kann unmittelbar am Schiefer außerordentlich reich sein, während er $1^1/_2$ Fuß von ihm entfernt

so gut wie kein Edelmetall mehr enthält. Die Bergleute verfolgen daher diese Indikatoren, gelangen auf diese Weise leicht zu den reichen Partien und ersparen vergebliche Aufschlußarbeiten.

Von besonderem Interesse ist, daß die Quarzgänge auch nördlich vom East Ballaratfelde und vom Black Hill in großer Anzahl auftreten, aber hier goldfrei sind.

Ueber die Form der Gänge orientiert Fig. 27.

Unter den Gruben des Goldfeldes sind die Black Hill Mine als älteste Goldquarzgrube Victorias, die Victoria United Mine und die East Change Mine u. s. w. zu nennen.

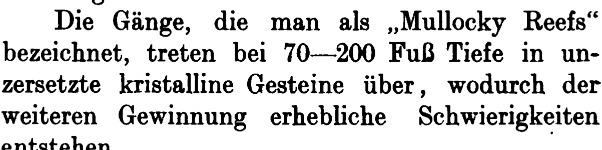


Fig. 28. Durchschnitt durch einen Leitergang von Waverley. (Nach Phillips und Louis.)

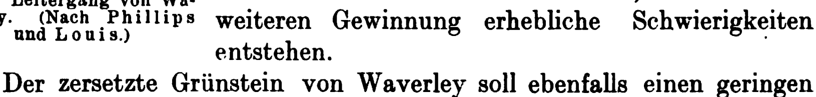
Das im Ballarat Eastfelde gewonnene Gold ist sehr rein, es enthält 995,5 Teile.

Die Leitergänge von Waverley (Fig. 28) in Victoria haben eine ähnliche Form wie die Lagerstätten von Beresowsk.

Der Goldquarz tritt hier in einem fast vertikalen, teilweise zersetzten Grünsteingang auf, der gleichförmig mit dem das Nebengestein bildenden Schiefer streichend auf ungefähr 2,5 engl. Meilen mit fast parallelen scharfen Grenzen verläuft. Das zersetzte Eruptivgestein erscheint von horizontalen Quarztrümern durchzogen, deren Mächtigkeit zwischen 1 Zoll und 2 Fuß schwankt. Einige dieser Quarzbänder haben nach Louis Golderze von seltenem Reichtum geliefert und der Durchschnittsgehalt war stets ein erheblicher.



Die Gänge, die man als „Mullocky Reefs" bezeichnet, treten bei 70—200 Fuß Tiefe in unzersetzte kristalline Gesteine über, wodurch der weiteren Gewinnung erhebliche Schwierigkeiten entstehen.



Der zersetzte Grünstein von Waverley soll ebenfalls einen geringen Goldgehalt haben.

Das gewonnene Edelmetall zeichnet sich durch große Reinheit aus.

Die Goldlagerstätten Brasiliens.

Literatur.

v. Eschwege, Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens 1819. — Ad. Metzger, Report on the Mines of Passagem, Raposos and Espiritu Santo. Paris 1885. — M. P. Ferrand, L'or à Minas Geraes vol. I, II, fasc. 1. Ouro Preto 1894; Referat, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 123. — E. Hussak, Der goldführende Kies-Quarz-Lagergang von Passagem in Minas Geraes, Brasilien. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 345. — Bericht über die Morro Velhogrube. Eng. and Mining Journal vom 19. Okt. 1901, S. 485. — G. Berg, Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten von Raposos in Brasilien. Zeitschrift f. prakt. Geol. 1902, S. 81—84. — Scott, The Goldfield of the State of Minas Geraes, Brazil. Transact. Am. Inst. Min. Eng. Bd. XXXIII, 1902 (1903), S. 406. — O. A. Derby, Notes on Brazilian Gold-Ores. Eng. Min. Journ. LXXIV, 1902, S. 142.

Die goldführende Zone Brasiliens liegt zum großen Teil im Gebiete der 1000—1713 m hohen Serra de Espinhaco, welche den mittleren Teil von Minas Geraes durchsetzt und die Wasserscheide zwischen dem Flusse Doce und São Francisco bildet.

Als Grenzorte des Goldgebietes (Fig. 29) kommen Santa Lucia im

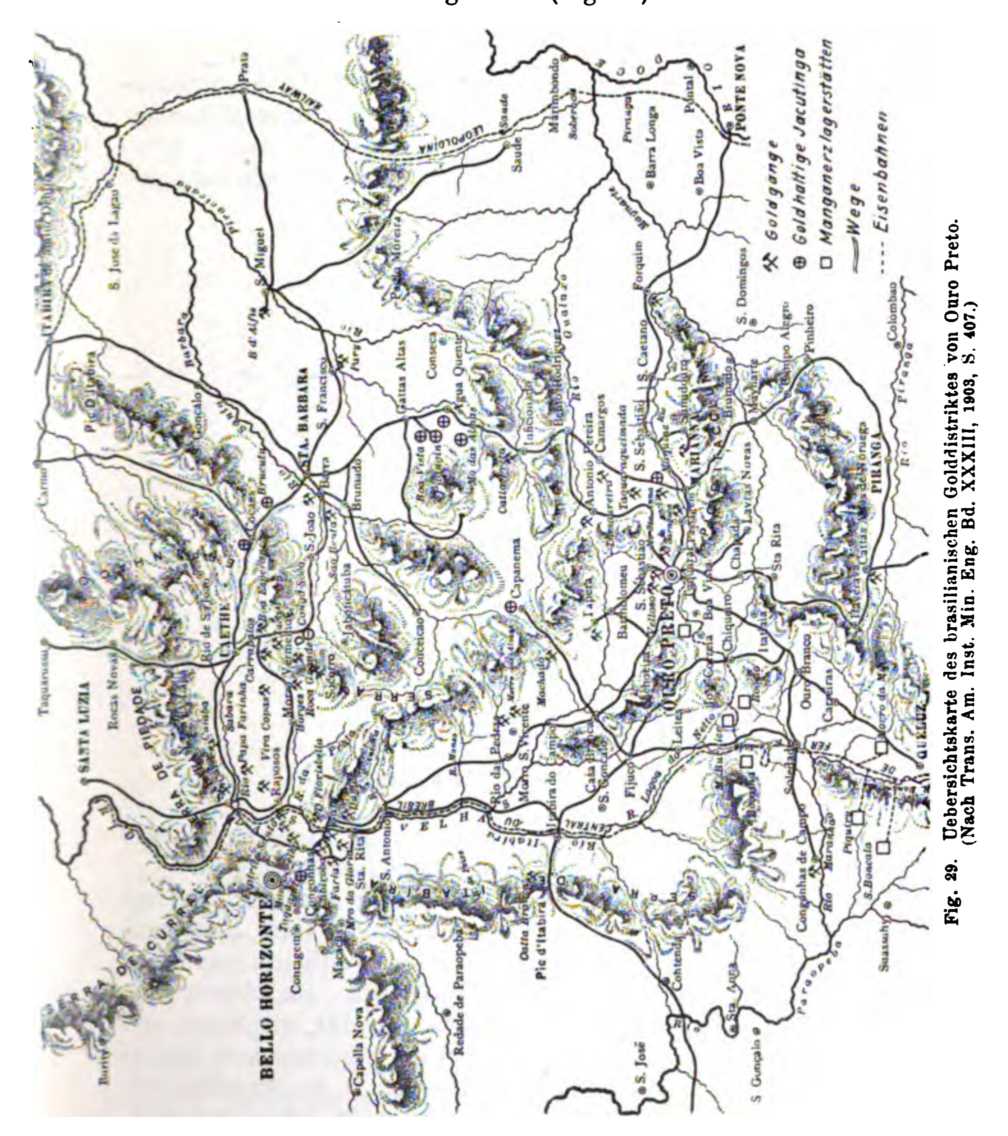


Fig. 29. Uebersichtskarte des brasilianischen Golddistriktes von Ouro Preto. (Nach Trans. Am. Inst. Min. Eng. Bd. XXXIII, 1903, S. 407.)

Norden, Brumado im Süden, Ponte Nova im Osten und Paraopeba im Westen in Betracht.

Das geologische Alter der das Gebiet zusammensetzenden Gesteine steht noch nicht fest. Nach D e r b y handelt es sich um cambrische und untersilurische Schichten, und zwar ist die Schichtenfolge im Ouro Pretodistrikt folgende:

7. Obere Glimmerschiefer.
6. Kalksteine.
5. Itabirite mit Jacutinga (sandiges, glimmriges Eisenerz).
4. Tonschiefer.
3. Schiefrige Quarzite.
2. Glimmer- und Talkschiefer.
1. Gneise und Granite.

Wie überall begann auch hier der Bergbau auf den alluvialen Seifenlagerstätten, die der brasilianische Bergmann, je nach ihrer Höhenlage im heutigen Flußniveau oder auf höheren Terrassen in veias, taboleiros und grupiaras einteilt. Bei den Erzgängen unterscheidet man



Gneis oder Granit.
Glimmer- und Talkschiefer.
Schiefrige Quarzite.
Tonschiefer.
Itabirit.
Linien von goldführender Jacutinga im Itabirit.
Kalk.
Canga oder Eisenerz-Konglomerat.

Fig. 30. Profil durch die Gongo Socco Mountains.

a) Lagergänge (fälschlich Kontaktgänge genannt), b) Gänge im Schiefer und Quarzit, und endlich c) die sog. Jacutingalinien im Itabirit.

a) Die L a g e r g ä n g e ziehen sich im Streichen und Fallen fast mit den Gesteinsschichten übereinstimmend längs der Ouro Pretobergkette in einem Streifen hin, der ungefähr 2 km westlich dieser Stadt beginnt und bis 4 km nordöstlich von Marianna reicht. Sie dürften z. T. eruptiv sein. Hier sind die hauptsächlichsten Gruben diejenigen von Passagem und Morro Santa Anna; sie bauen auf linsenförmigen Quarzmassen von 1—15 m Stärke, die sich auf 10—100 m im Streichen verfolgen lassen und im Einfallen meist länger als im Streichen aushalten. Als Typus dieser Lagerstätten beschreiben wir weiter unten das Vorkommen von Passagem bei Ouro Preto.

b) Bedeutend zahlreicher sind die sog. Q u e r g ä n g e i m S c h i e f e r; ihre Füllung besteht aus linsenförmigen Quarzmassen, deren Dimensionen großen Schwankungen unterliegen; auf einer der gewaltigsten baut die berühmte Morro Velhogrube; außerdem gibt es Vorkommen, die sich auf

dünne Trümer von goldführendem Quarz beschränken. Auch diese Gänge folgen der Schichtung des Nebengesteins.

Der Quarz ist häufig mit Arsenkies, Magnetkies und Brauneisen, seltener, wie z. B. bei Morro Velho, mit Karbonaten vergesellschaftet. Mitunter finden sich gewaltige Quantitäten von Gold selbst in kleineren Gängen, wenn auch diese reichen Zonen im allgemeinen nicht sehr ausgedehnt sind. Soweit die bisherigen Erfahrungen (Untersuchungen von Scott 1903) reichen, bleibt der Goldgehalt nach der Tiefe ziemlich konstant.

Die Gänge in den Quarziten sind nicht bedeutend und werden gegenwärtig nicht mehr ausgebeutet. Die letzte Grube dieser Gruppe, Catta Branco, wurde vor mehr als 50 Jahren eingestellt.

c) Die sogenannten Jacutinga Lines im Itabirit haben in der Regel nicht mehr als einige Zentimeter Mächtigkeit. In ihnen tritt das Edelmetall grobkörnig auf.

In der einst berühmten Grube von Gongo Socco und in anderen weniger wichtigen fand man Massen von Jacutinga und Gold von mehreren Kilogramm Gewicht. Zwischen Ouro Preto und Marianna begegnet man zahlreichen Spuren alten Bergbaues, welcher goldführende Jacutinga im Itabirit zum Gegenstande hatte.

Beschreibung einzelner brasilianischer Vorkommen.

Passagem.

Auf dem Quarzlagergang von Passagem, 7 km östlich von Ouro Preto (früher Villa Rica), der Hauptstadt der Provinz Minas Geraes, baut eine der ergiebigsten Goldgruben Brasiliens. Der nordöstlich streichende, unter 18—20° nach Südosten einfallende Gang, stimmt im Streichen und Fallen annähernd mit dem Nebengestein überein. Die Lagerungsverhältnisse gehen aus dem umstehenden Bilde (Fig. 31) hervor. Das tiefste Glied der Nebengesteinsreihe bilden quarzführende Glimmerschiefer, welche unmittelbar am Gange in sogenannte Kontaktquarzite übergehen; es folgt dann der Quarzgang, welcher im Hangenden von kryptokristallinen Schiefern begleitet wird; auf diesen liegen die Itabirite mit ihrer Zersetzungs- bezw. Laterisierungszone „Canga".

Besonderes Interesse beanspruchen die sogenannten Kontaktquarzite und der Quarzgang. Die ersteren sind nach den Untersuchungen Hussaks grünlichweiß und deutlich geschiefert, der Glimmer ist sericitähnlich; das Gestein ist aufs innigste mit dem Quarzgang verbunden, bildet linsenförmige Partien in demselben und nimmt an einzelnen Stellen die ganze Gangmächtigkeit ein, während es an anderen vollständig fehlt.

Das hangende Salbandgestein, die sogen. kryptokristallinen Schiefer, sind sehr dünnschichtig und bestehen aus dünnen Lagen von winzigen Quarzkörneraggregaten, welche durch wenig mächtige Schichten eines oft asbestähnlichen strohgelben bis hellbraunen Amphibols getrennt werden. Die Quarzlagen enthalten reichlich Erzkörner und — selten — äußerst feinverteiltes Gold.

Die Ausfüllung des im Einfallen konstanten, im Streichen nur selten abweichenden, in bezug auf die Mächtigkeit aber sehr wechselnden Goldganges besteht aus einer goldführenden Quarzkiesmasse, und zwar hauptsächlich aus milchweißem Quarz mit etwas Turmalin und Arsenkies, und untergeordnet aus Schwefelkies und Magnetkies. Mutmaßlich faßt man hier eine Reihe von bald verengten, bald ausgebauchten, bald goldreichen, bald armen Linsen zu einem Gange zusammen. Gerade die mächtigen Linsen bestehen aus schiefrigen Quarziten und goldarmem Milchquarz; sie sind im ganzen goldarm. Auch der Quarzit, welcher, wie oben angegeben, das Liegende bildet, enthält im Gegensatz zu den hangenden Schiefern kein Edelmetall. Am goldreichsten sind die aus feinkristallinem Arsenkies und schwarzem Turmalin bestehenden Gangpartien, welche 150—200 g pro Tonne enthalten; je mehr Quarz hinzutritt, desto ärmer werden sie. Der reine Gangquarz hat nur 2—3 g pro Tonne; wird er durch Turmalineinlagerungen schiefrig, so steigt der Gehalt auf 10—15 g. Auch der Schwefelkies hat abweichend von der

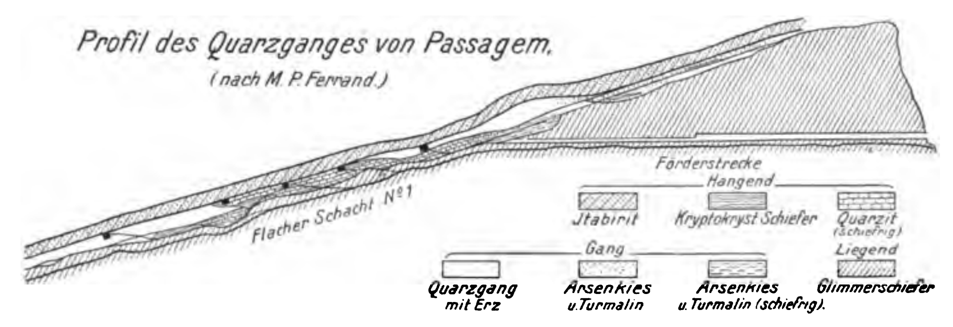


Fig. 31. Profil des Quarzlagerganges von Passagem bei Ouro Preto. (Nach M. P. Ferrand, Z. f. pr. Geol. 1898, S. 346.)

allgemeinen Regel der Goldquarzgänge nur da Gold, wo er mit Turmalin verwachsen ist und die Kiese bereits in Zersetzung übergehen; man findet dann häufig 20—30 g Gold. Mit dem Golde sind Wismut und etwas Silber vergesellschaftet. Diese Ausfüllung ist auf 700 m im Streichen und 450 m nach der Tiefe bekannt.

In bezug auf die Genesis des Ganges kommt Hussak auf Grund örtlicher und mikroskopischer Untersuchungen zu dem Resultat, daß es sich hier um einen Quarzgang intrusiver Entstehung handelt, also um eine ultrasaure granitische Apophyse. Der Quarzgang durchbrach nach seiner Meinung den Quarzschiefer, zertrümmerte und resorbierte ihn zum Teil und bildete sowohl gegen das Liegende als gegen das Hangende eine deutliche Kontaktzone. Er ist jünger als die jetzt in seinem Hangenden auftretenden Gesteine.

Die Produktion. In den Jahren 1864—1873 gewann man aus 104 000 t Haufwerk etwas über 753,5 kg Gold; von 1884 bis 1893 wurden 257 626 t verarbeitet, welche 2375 kg lieferten. Außerdem trennte man jährlich ca. 36 kg metallisches Wismut vom Gold.

Raposos.

Wenn auch diese Lagerstätte keine große wirtschaftliche Bedeutung hat, so zeigt das unter 19° 58′ südl. Br. und 43° 49′ westl. L. von Greenwich liegende Vorkommen nach den Untersuchungen Bergs (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902) in geologischer Hinsicht insofern ein recht bemerkenswertes Verhalten, als die Kiese in rundlichen, schräg in die Tiefe setzenden Schläuchen konzentriert sind. Das Gebiet besteht hauptsächlich aus präcambrischen Tonschiefern und Phylliten, die gelegentlich durch Chlorit- und Sericitschiefer vertreten werden und mit magnetitreichem Itabirit und verschiedenen calcitreichen Quarziten wechsellagern. Die schiefrigen, nordnordöstlich streichenden, unter 35° nach Osten einfallenden Gesteine werden von zwei Diabasstöcken durchsetzt. Der geologische Bau ist also ein ganz ähnlicher wie bei den wichtigen brasilianischen Goldlagerstätten von Morro Velho (S. 116).

Die Gesteine sind im kleinen stark gefaltet, gestaucht und linear gestreckt. Namentlich in den letzteren Partien treten die Erze in reihenförmig angeordneten Schläuchen auf, die im allgemeinen 3—6, im Höchstfall aber bis 12 m Mächtigkeit erreichen, um sich gelegentlich bis 20 cm zu verschwächen. Sie liegen in der Fallebene des Schiefers, stimmen aber mit der Richtung der Falllinie nicht immer überein.



Fig. 32. Schnitt durch einen Golderzschlauch von Raposos von 20 cm Durchmesser. (Nach Berg, Z. f. pr. Geol. 1902, S. 82.)

Im vorliegenden Beispiel besteht die Ausfüllung der allseitig von Schiefermasse umgebenen Schläuche (Fig. 32) aus Quarz und Schwefelkies; die Mitte des Schlauches wird von deutlich mikrobrecciösem Quarz eingenommen, während der Kies mit Quarz fein gemengt, namentlich an der Peripherie auftritt und einzelne kleine Kiesschnürchen und Trümchen auch im zentralen Quarz vorkommen. Neben Pyrit findet sich nicht selten Arsenkies, der sich durch hohen Goldgehalt auszeichnet. Während Kupferkies, Magnetkies und Zinkblende sehr zurücktreten, ist Magneteisenerz, das mutmaßlich aus dem Itabirit stammt, und dessen Rest darstellt, ein häufiger Begleiter. Nicht selten zeigen die Erzschläuche eine Stengelstruktur; sie bestehen dann aus einer Anzahl paralleler, dicht aneinander liegender kleinster Schläuche.

Die Entstehung erklärt Berg dahin, daß die kristallinen Schiefer durch seitlichen Druck eine Streckung erfuhren, die griffelschieferartige Partien erzeugte. Später stiegen dann die Goldlösungen auf, die vielleicht in Zusammenhang mit den Diabasen stehen. Die Ungleichmäßigkeit des Gesteins und der beständige Wechsel spröder Quarzite und Itabirite mit elastischen nachgiebigen Schiefern verhinderten das Aufreißen regelmäßiger Gangspalten. Die Lösungen mußten daher ihren Weg zwischen den zermalmten Quarziten und Itabiriten suchen, deren Calcit- und Magnetitgehalt metasomatische Umsetzungen und Verdrängungen des Nebengesteins durch Erz begünstigte. In derselben

Weise also, in der sich bei ungestörter Lagerung an zahlreichen anderen Lokalitäten durch Metasomatose lagerartige Erzvorkommen bildeten, entstanden hier in den linear gestreckten Massen statt der epigenetischen Erzlager, epigenetische Erzschläuche.

Morro Velho.

Bei Morro Velho beutet man einen Gang aus, der die Form einer Säule mit ovalem Querschnitt hat. Das Gebiet hat Gneis und Granit als Grundgebirge, dem Glimmer- und Kalkschiefer, schiefrige Quarzite, Tonschiefer, Itabirite und jüngere Glimmerschiefer auflagern. Für die Goldführung sind die grauen präcambrischen Schiefer und Phyllite mit Einlagerungen von Itabiriten und Quarziten unter der Hauptitabiritzone von Wichtigkeit.

Der Gang durchsetzt nach Derby einen Kalkschiefer, welcher Glimmer und Chlorit enthält und deshalb im allgemeinen als Glimmerschiefer angesprochen wird. Interessant ist, daß er reichlich Kalkkarbonat führt, während Magnesia- und Eisenkarbonat fast ganz fehlen. Der Gang streicht ostwestlich, hat 1—35 m Mächtigkeit und ist auf ungefähr 200 m Länge bearbeitet worden, während man ihn im schrägen Einfallen bis auf ca. 1800 m Tiefe verfolgt hat.

Die Ausfüllung besteht aus einem feinkörnigen Gemisch von Spateisen, Dolomit und Kalkspat mit Quarz und — allem Anscheine nach — auch Albit; typischer Gangquarz dagegen kommt nur in untergeordneter Menge und an einigen Stellen vor. Auffallend ist also die große Masse von Karbonaten in der Gangfüllung.

Von Sulfiden finden sich Schwefelkies, Magnetkies, Arsenkies und Kupferkies, während Zinkblende und Bleiglanz zu den Seltenheiten gehören.

Nach den Untersuchungen von Wilder enthält das Erz 30—40 Proz. Sulfide, 30—40 Proz. Karbonate und 20—30 Proz. Quarz, und zwar ist Magnetkies das vorherrschende Sulfid, Spateisen das vorherrschende Karbonat.

Eine Durchschnittsprobe, welche die Förderung mehrerer Monate umfaßt, ergab 28,5 Proz. Magnetkies. Wilder berechnete weiter Arsenkies 5,04 Proz., Schwefelkies 2,5 Proz., Kupferkies 0,66 Proz., zusammen also 36,7 Proz. Sulfide.

Eine geringe Menge Quarz, die als fein verteilter Rauchquarz auftritt, wird vom Bergmann als günstig für die Erzführung angesehen. Wenn dagegen das Aussehen des Quarzes sich demjenigen des typischen Gangquarzes nähert, oder wenn die Schwefelkiesführung reichlich wird, so scheint der Goldgehalt zu sinken.

Die Lagerstätte von Morro Velho weicht also, ebenso wie verschiedene andere brasilianische Vorkommen, vom reinen Typus der Goldquarzgänge ab.

Mit steigendem Arsenkiesgehalt nimmt der Goldgehalt der ganzen Masse zu.

Am Ostende des Ganges kommt an der Grenze gegen das Nebengestein Graphit vor; auch sind schöne Albitkristalle nicht selten, wenn sie auch meist nur geringe Dimensionen haben.

Besonders bemerkenswert sind noch: die aplitische Textur des Erzes, ferner das Auftreten von Gangwässern, die nach der Analyse fast sämtliche Elemente des Erzkörpers enthalten, und endlich die Abwesenheit von typischen Eruptivgesteinen.

Im Jahre 1901 lieferte die Grube, welche zu den tiefsten Goldgruben der Welt gehört (1030 m vertikale Tiefe), 152 238 t Erz, davon wurden 140 855 t verarbeitet, die 99 197 Unzen (gleich 3085 kg) Feingold ergaben. Im Durchschnitt enthielt also das Erz 0,7 Unzen per Tonne.

Gongo Socco.

Die Lagerstätte gehört zu den sog. Jacutinga Lines. Die geologischen Verhältnisse werden durch Figur 30 erläutert. Die liegenden Gebirgsglieder bilden Gneis und Granit; darüber folgen Glimmer- und Kalkschiefer, dann schiefrige Quarzite, endlich Tonschiefer, die das unmittelbar Liegende des Itabirits bilden, dessen Hangendes aus Kalkstein besteht. Alle Gesteine fallen mit ungefähr 45° nach Süden ein.

Die Gongo-Soccogrube liegt an der Zentraleisenbahn Brasiliens, ungefähr 30 km östlich von Sabara in 1000 m Meereshöhe. Die goldführende Jacutinga (d. h. Eisenerzanreicherung) ist höchstens 15 cm stark, sie enthält an den mächtigeren Stellen im Zentrum reine Goldmassen im Gewicht von einigen Grammen bis zu mehreren Kilogrammen. Zwei Drittel des gewonnenen Goldes fanden sich in Form von unregelmäßigen Anhäufungen oder von Platten und Drähten, und nur ein Drittel war in feinem Zustande in der Itabiritsubstanz selbst verteilt. Im Jahre 1830 berichtete Kapitän Lyon, daß ein einziger Arbeiter an einem Tage einige Stücke Golderz gewann, welche 10 kg Edelmetall lieferten. Andere bemerkenswerte Funde aus den Jahren 1829 und 1830 schwanken zwischen 47,6 und 193 kg Gold.

Die ganze Itabiritformation enthält zwar Gold, aber selten in solcher Menge, daß der Abbau lohnt. Die Zusammensetzung der eisenreichen Varietäten des eisenreichen Itabirits (Jacutinga) geht aus folgender Analyse hervor:

Fe_2O_3 . . .	97,00 Proz.
SiO_2	1,60 „
Al_2O_3 . . .	1,10 „
Mn_2O_3 . . .	0,60 „

Von 1826—1839 wurden hier 11 000 kg Gold gewonnen. Leider konnte man 1840 die Wasserschwierigkeiten auf den tiefsten Sohlen nicht mehr bewältigen und so hörte 1856 der Betrieb auf; dabei hatte die Grube nur eine Tiefe von 140 m.

Die Produktion erreichte im Jahre 1832 mit 1578 kg den Höhepunkt und wurde 1856 mit einer Produktion von 29 kg eingestellt.

Die Goldproduktion von Minas Geraes. Die Entwicklung des Goldbergbaues in Minas Geraes geht aus folgender Tabelle hervor:

1896	1963 kg
1897	2071 „
1898	3267 „
1899	3974 „
1900	4811 „
1901	ca. 5000 „

Die Produktion ist aber später beträchtlich gesunken, so daß Brasilien im Jahre 1910 nur 2972 kg Gold lieferte. Von 1820—1901 beträgt die Gesamtgoldausbeute Brasiliens 85 Mill. £.

Die Golderzlagerstätten am Chirondabach bei Sekenke und auf dem Irambaplateau in Deutsch-Ostafrika.

Literatur.

Berichte der Bergingenieure J. Kuntz, Schlenzig und F. Scheffler im Manuskript. — K. Schmeißer, Die nutzbaren Lagerstätten der deutschen Kolonien. Vortrag. Berlin 1910.

Sekenke liegt ca. 10 km westlich vom Steilabfall des Irambaplateaus auf einer etwa 15 km langen und 3 km breiten inselartigen flachen Bodenwelle zwischen der Wembererinne und dem Chirondabache.

Eine Anzahl linsenförmiger Gänge tritt hier im Kontaktgebiet verschiedener meist dioritischer Gesteine auf. Sowohl die Eruptivgesteins- als die Goldgänge haben nordsüdliches Streichen bei steilem Einfallen. Von fünfzehn überhaupt bekannten Quarzlinsen scheinen fünf bauwürdig; drei derselben bilden den „Dernburggang". Die Länge der Linsen schwankt zwischen 50 und 300 m, während die Mächtigkeit bis 3 m erreicht. Sie lieferten auf jeden Meter Tiefe etwas über 1000 t Erz, sodaß bis 27 m ca. 30 000 t anstehen.

Die sekundären Metallverschiebungen sind sehr ausgeprägte. Die Zementationszone steht zutage an und weist gelegentlich mehrere Tausende Gramm Gold pro Tonne Erz auf. Der Durchschnitt aus etwa 60 Proben ergab 47 g pro Tonne nach Ausscheidung der abnorm hohen Resultate. Der Durchschnittsgehalt des Schachtes I im Dernburggang bis 26 m Tiefe betrug 60 g. Da die reichen Erze nach den Untersuchungen von J. Kuntz auch unter dem Grundwasserspiegel noch anhalten, handelt es sich bei Sekenke um einen der Fälle, wo die Zementationszone durch Gebirgsbewegungen in die Tiefe gesunken und nachträglich unter den Grundwasserspiegel gekommen ist. Dieser Vorgang dürfte nach unserer Ansicht mit der Entstehung des Westabfalls des Irambaplateaus zusammenhängen.

Oestlich von diesem Goldvorkommen liegen auf dem Irambaplateau Goldgänge, die früher zu umfangreicheren Aufschlußarbeiten Veranlassung gegeben haben.

Das Gebiet besteht aus wahrscheinlich paläozoischen Schiefern, die hauptsächlich von granitischen Gesteinen und untergeordnet von Diorit

durchbrochen werden. An der Tagesoberfläche sind die Gangausbisse infolge der quarzigen Gangart leicht zu finden, und zwar steht auch hier die Zementationszone mit teilweise bis über 4 kg Gold pro Tonne zutage an.

Die Aufschlußarbeiten zeigten, daß bereits in sehr geringer Tiefe die primäre Erzführung beginnt, welche aus einem von Magnet- und Schwefelkies imprägnierten Quarz mit wenig Gold besteht. Das Auftreten des Magnetkieses ist besonders bemerkenswert.

In diesen primären Erzen nimmt der Goldgehalt bis zur völligen Unbauwürdigkeit ab.

Die Goldgänge Südafrikas.

Literatur.

F. W. Voit, Uebersicht über die nutzbaren Lagerstätten Südafrikas. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 209. — P. R. Krause, Ueber den Einfluß der Eruptivgesteine auf die Erzführung der Witwatersrand-Konglomerate und der im dolomitischen Kalkgebirge von Lydenburg auftretenden Quarzflöze, nebst einer kurzen Schilderung der Grubenbezirke von Pilgrimsrest und De Kaap (Transvaal). Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 12. — Sawyer, The Goldfields of Mashonaland. London 1894. — K. Schmeißer, Die nutzbaren Bodenschätze der deutschen Schutzgebiete. Berlin 1902.

Unter den zur Alten Goldgruppe gehörigen Vorkommen dürfen die Gänge des De Kaapgoldfeldes, sowie diejenigen von Rhodesia in Südafrika ein besonderes Interesse beanspruchen.

Die kristallinen Schiefer Südafrikas, welche auf der das Grundgebirge bildenden Gneisformation liegen, sind der Haupthorizont der Goldquarzgänge.

Es handelt sich hier um Lagerstätten aller Dimensionen von mikroskopisch kleinen Quarztrümchen, die ganze Schichtensysteme erfüllen bis zu den ausgedehnten einheitlichen Spaltenfüllungen. Gewöhnlich sind nur die kleinen Systeme goldreich, während die großen sich meist als arme Quarzgänge erweisen. Die Gänge haben gewöhnlich Linsenform und springen von einem Horizont zum anderen; häufig sind sie an gangförmige Eruptivgesteine geknüpft.

Die Erzführung besteht aus Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende (Sheba Queen), Antimonglanz (La France), Arsenkies und anderen Sulfiden.

Die Verteilung der Erze ist keine regelmäßige, vielmehr sind die reichen Mittel in Erzfällen konzentriert.

Charakteristisch für sämtliche Gänge ist, daß sie in der Regel nur in der Zementationszone bauwürdig sind.

Am wichtigsten sind die Gänge

des Barbertondistriktes, sie bilden das „De Kaapgoldfeld".

Nach Krause und Voit werden die auf dem Granit auflagernden, steil aufgerichteten kristallinen Schiefer von zahlreichen Gängen durchsetzt, welche bald als Quergänge, bald als Lagergänge ausgebildet sind. Meist streichen die Lagerstätten parallel den Schiefern, in denen sie mit diabasähnlichen Gesteinen vergesellschaftet auftreten. Besonders

reich sind die Kreuzungsstellen der Quarzgänge mit den sie durchsetzenden Diabasen.

Von den zahlreichen Gruben, welche die Gänge ausbeuteten, ist die Sheba Queen die interessanteste. Hier erscheinen Talk- und Chloritschiefer mit darüberliegendem Quarzit von zahllosen schwachen Quarztrümern imprägniert, so daß ganze Schieferkomplexe auf ca. 100 Fuß Mächtigkeit abgebaut werden konnten. Es handelt sich also hier um eine Lagerstätte, die mit den zusammengesetzten Gängen im Sinne Kruschs nahe verwandt ist.

Analoge Verhältnisse kennt man vom Piggs Peak (Quarzit mit zahllosen Gängen) und am Zwartkopje, wo sich der Goldgehalt in einem eisenhaltigen gebänderten Kieselschiefer am Kontakt mit einem grasgrünen Schiefer, der mutmaßlich ein gequetschtes Eruptivgestein darstellt, findet. Die Vorkommen von Steynsdorp südlich von Barberton sind deshalb bemerkenswert, weil hier das Gold außer an Kieselschiefer auch an Itabirite geknüpft ist und bald als goldhaltiger Antimonglanz, bald in gediegener Form und unregelmäßiger Verteilung in schneeweißem Quarz ohne Sulfide vorkommt. Analoge Gänge finden sich im Vryheiddistrikt im Zululande usw.

Die wirtschaftliche Bedeutung aller Vorkommen ist nur eine geringe.

Die Goldgänge von Rhodesia.

Auch hier treten die Goldgänge in einem ostwestlich streichenden, kleinere und größere Schollen auf dem Granit bildenden kristallinen Schiefer, und zwar häufig in der Nähe von Diabasen, auf.

Da die Lagerstätten unmittelbar an der Oberfläche goldarm sind und die reiche Edelmetallführung erst in geringer Tiefe einsetzt, hat es den Anschein, als ob hier die zum Teil entgoldete Oxydationszone noch erhalten ist. Sowohl in Mashona- als in Matabeleland scheint die Zementationszone in größere Teufe niederzusetzen als in Transvaal.

Man unterscheidet zwei Typen, nämlich:

1. bis 1 m mächtige Gänge mit 100—140 m langen Erzfällen und
2. große Imprägnationszonen mit ziemlich konstantem Goldgehalt bis auf fast 1000 m Länge verfolgbar. — So ist beispielsweise die Lagerstätte der zu der zweiten Kategorie gehörigen Wanderers Mine im Selukwedistrikt 40—60 Fuß mächtig.

Die Giant Mine baut auf goldquarzführenden Itabiriten, in denen die goldführenden Zonen linsenförmige, durch zum Teil nur wenige Zentimeter starke Quertrümer miteinander verbundene Körper bilden.

Die wichtigsten Gruben des Bezirkes sind Victoria, Manica oder Umtali, Upper Umfuli, Salisbury, Concession Hill, Mombi, Simaona, Lo Magundis usw.

In wesentlich jüngerem Nebengestein setzen die Gänge des Malmanidolomites auf, die teilweise an der Tagesoberfläche eine Mächtigkeit bis zu 10 m zeigen, nach der Tiefe aber stark zusammenschrumpfen. Hier handelt es sich mutmaßlich um eine nachträgliche Vergrößerung der Gangmächtigkeit durch Oxydationsmetasomatose.

Die im Streichen oft recht ausgedehnten Lagerstätten haben meist nur einen geringen Goldgehalt. Am bekanntesten ist hier das Mitchell Reef.

Größere Bedeutung gewinnen nur die Lagerstätten im Lydenburgdistrikt, die weiter unten geschildert werden. Das Vorkommen von Kupfererzen leitet hier einerseits zu den goldhaltigen Kupfererzlagerstätten über, während anderseits die hochgradigen Verdrängungserscheinungen im Kalk auf metasomatische Vorgänge hinweisen.

Golderzgänge mit Kupfer in Deutsch-Südwestafrika.

Literatur.

G. Gürich, Deutsch-Südwestafrika, Reisebilder aus den Jahren 1888 und 1889. — E. Stromer v. Reichenbach, Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. Mit vollständigem Literaturverzeichnis. München 1896. — K. Schmeißer, Die nutzbaren Bodenschätze der deutschen Schutzgebiete. Vortrag, gehalten bei Gelegenheit des deutschen Kolonialkongresses Berlin, 10. Okt. 1902. — F. W. Voit, Beiträge zur Geologie der Kupfererzgebiete in Deutsch-Südwestafrika. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanstalt 1904. — L. Macco, Die Aussichten des Bergbaues in Deutsch-Südwestafrika. Berlin, Dietrich Reimer 1907.

Gold mit Kupfererzen gewinnt man in der Pot Mine am Swakopfluß, deren Lagerstätte Voit als eine zwischen Gneisen eingelagerte Granatfelsschicht mit spärlicher Kupferimprägnation, die von einer Gangspalte aus erfolgte, beschreibt.

Schmeißer erwähnt auch die Kupferlagerstätte von Hussab als goldführend. Hier ist einer gewaltigen, auf Granit liegenden Gneisscholle, eine sich lang hin erstreckende Quarzitschieferschicht zwischengelagert, in deren Hangendem sich Zonen eines mit Kupfererzen imprägnierten Glimmerschiefers finden. Es muß auch in diesem Falle angenommen werden, daß die Imprägnation von Spalten aus erfolgte.

Etwas wichtiger sind die goldführenden Kupferlagerstätten des Rehobothdistrikts, die seiner Zeit von der Eichmeyerschen Expedition genauer untersucht worden sind. Am aussichtsreichsten sollen diejenigen am Großen und Kleinen Spitzkopf, 20 km nordwestlich von Rehoboth, sein. Vielfach gefaltete Glimmerschiefer sind hier von einer großen Anzahl sich kreuzender und scharender Quergänge durchsetzt, die im allgemeinen ungefähr ostwestlich streichen und nach Norden einfallen. Die Lagerstätten bilden an den Spitzköpfen ein Ganggewirr, bei dem es nur möglich war fünf Gänge getrennt zu verfolgen.

Die Kupfererze erscheinen bald als malachitische Anflüge, bald treten Kupferglanz, Buntkupfererz, Kieselkupfer und Kupferpecherz, also durchgehends Erze auf, welche der Oxydations- und Zementationszone angehören; das Vorkommen von Schwefelkiesresten läßt darauf schließen, daß die primäre Zone aus Kiesen besteht. Das Gold findet sich entweder als Freigold oder es ist an Schwefelkies gebunden. Gangarten sind Quarz und Kalkspat, denen sich zuweilen noch Spateisen beigesellt.

Die zwischen den einzelnen Gängen liegenden Gebirgskeile haben ebenfalls durchschnittlich 3—4 g Gold und 20 g Silber. Der Gangquarz ist fest und fettglänzend, milchweiß oder rot, er führt auffallenderweise niemals

fein verteiltes Gold, sondern das Edelmetall tritt in bis 4 g schweren Körnern auf. Im Gegensatz hierzu enthält der bröcklige und matte, auch weißbraun gefärbte Quarz mit unbewaffnetem Auge nicht erkennbares Gold. Die Analysen geben 3,2 g Gold neben 28 g Silber pro Tonne an.

Trotz der engen Vergesellschaftung von Kupferglanz und Gediegen Gold konnte in dem von der Gangmasse befreiten Kupferglanz mit ungefähr 76 Proz. Kupfer in keinem Falle Gold nachgewiesen werden, ein Beweis, daß das Gold nachträglich durch den Kupferglanz zementiert wurde.

Die Goldgänge von Beresowsk im Ural.

Literatur.

F. Pošepny, Die Golddistrikte von Berezov und Mias im Ural. Arch. f. prakt. Geol. II, 1895, S. 490. — A. Karpinsky, Guide des excursions du VII. Congrès géolog. Intern. 1897, V, S. 42. — R. Beck, Die Exkursion des VII. Internationalen Geologenkongresses nach dem Ural. Zeitschr. f. pr. Geol. 1898, S. 16.

Die Lagerungsverhältnisse sind recht interessante. Das Gebiet besteht aus dynamometamorphen Talk-, Chlorit- und Tonschiefern, die von

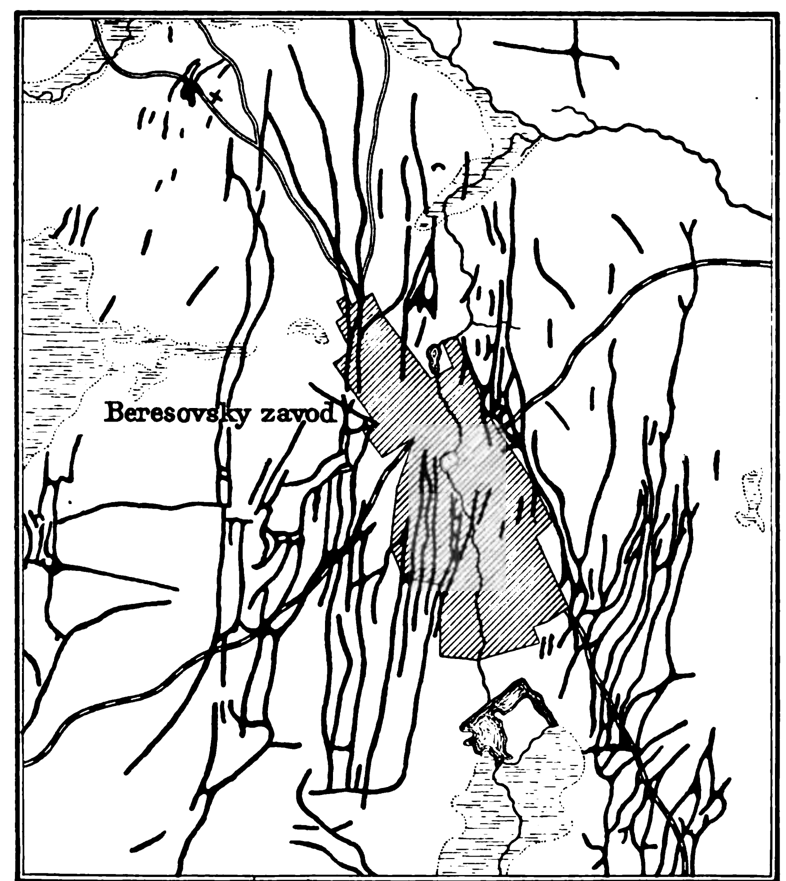


Fig. 38. Die Beresitgänge von Beresowsk. (Nach Karpinsky, Guide des excursions du VII. Congrès géolog. Intern. 1897, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 23.)

der Oberfläche aus zu einer rötlichen Masse zersetzt sind. Sie werden von zahlreichen 2—14 m mächtigen, nördlich streichenden, saiger stehenden Mikrogranitgängen, die man als Beresit bezeichnet, durchschwärmt; sie sind ebenfalls bis in größere Tiefe zersetzt. Die primären Lagerstätten sind mit ausgedehnten Seifen verbunden, welche unter einer Torfdecke, die als Brennmaterial benutzt wird, lagern. Die Goldgänge verlaufen quer zum Streichen der Beresite, deren Grenzen gegen das Nebengestein sie häufiger auf kurze Entfernung überschreiten. Meist beträgt ihre Mächtigkeit nur wenige Zentimeter, ausnahmsweise erreicht sie über 1 m. In der Form ähneln diese Lagerstätten sehr den australischen Leitergängen (Fig. 28).

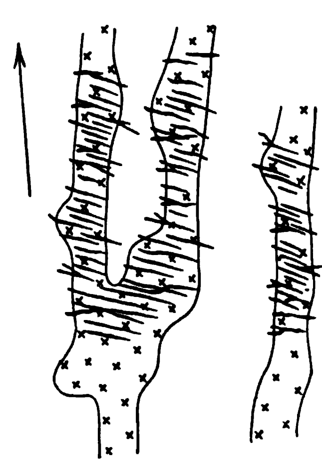


Fig. 34. Beck, Schematisches Bild der Goldgänge bei Beresowsk.

Die Gangausfüllung besteht aus goldführendem Quarz, und zwar ist der Goldgehalt teils an Schwefelkies gebunden, teils als Freigold vorhanden; auch sulfidische Blei- und Kupfererze erscheinen mit dem Kies vergesellschaftet.

Karpinsky gibt an, daß der Goldgehalt zwischen 2,5 und 30 g schwankt, örtlich sogar 250 g erreicht. Der mittlere Gehalt dürfte 13 g betragen (Fig. 33 u. 34).

Für die Deutung der Genesis des Goldvorkommens erscheint wichtig, daß der in der Nähe liegende Granitit von Schartasch bis 1 g Gold enthalten soll und im Gegensatz zum hochgradig zersetzten Beresit vollkommen frisch ist. Wegen der Zersetzung des Beresites ermöglichen Analysen hier nur in geringem Maße Vergleiche.

Wenn aber der Granitit von Schartasch primär Gold enthält, so dürften auch seine Nachschübe, die Beresite, primär Gold enthalten haben, welches dann auf den Kontraktionsspalten, die sich bei der Abkühlung des Eruptivgesteins bildeten, konzentriert wurde.

Die Hohen Tauern in den Ostalpen.

Literatur.

B. Cotta, Geologische Briefe aus den Alpen, S. 146. Leipzig 1850. — A. v. Groddeck, Die Lehre v. d. Lagerstätten der Erze, S. 206. Leipzig 1879. — F. Pošepny, Arch. f. prakt. Geol. 1880, Bd. 1, S. 487. — M. Vacek, Verhandl. der K. K. geologischen Reichsanstalt 1893. — Die Untersuchung des Bergbauterrains in den Hohen Tauern. Herausgegeben vom K. K. Ackerbauministerium (sogenannter Kommissionsbericht). Wien 1895. — Das Bergbauterrain in den Hohen Tauern. Jahrbuch des naturhistorischen Landesmuseums von Kärnten, 1897, Heft 24. — P. Krusch, Die Goldlagerstätten in den Hohen Tauern. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 77.

Der Goldbergbau der Hohen Tauern gehört nach Pošepny zu den ältesten Europas. Das von den Erzgängen durchschnittene Gebiet enthält zwei große Gneismassive, nämlich das des Ankogel

und das des Hochnarr. Beide bilden flache Gewölbe und werden auf der Nord- und Südseite von kristallinen Schiefern, und zwar Glimmerschiefern, Kalkglimmerschiefern, Kalksteinen, Tonglimmer- und Chloritschiefern überlagert. Die Schichten sind horizontal oder nur flach geneigt und werden von nordsüdlich streichenden Klüften verworfen.

Das zwischen den beiden Massiven liegende, ebenfalls aus Gneis und Glimmerschiefer bestehende Gebiet bildet nach Pošepny eine Mulde mit eingeklemmten jüngeren Gesteinen. Neuere Untersuchungen liegen von den Mitgliedern der k. k. geologischen Reichsanstalt Geyer und Vacek vor. Nach letzterem lagert die aus mehreren altersverschiedenen stratigraphischen Elementen bestehende Schieferhülle auf dem Zentralgneis. Dieser geht nach dem Hangenden zu in Hornblendegneis über, auf dem dann zunächst sericitische Schiefer mit Quarziten liegen, die ihrerseits wieder von den oberen Hornblendegneisen bedeckt werden.

In dem kristallinen Schiefergebiet treten Gänge und Lager auf. Cotta und Pošepny halten die gangförmigen Lagerstätten für echte Quergänge, die mit Quarz, anderen Gangarten und Nebengesteinsbruchstücken ausgefüllt sind und neben freiem Gold noch gold- und silberhaltige Sulfide führen. Nach Cotta sollen die Tauerngänge den edlen Quarzgängen Freibergs gleichen, nach Pošepny gehören sie zur kiesigen Blei- und Zinkerzformation Breithaupts, ähneln aber oft mit ihrem Quarz und Antimonglanz der edlen Quarzformation. v. Groddeck rechnet die Tauerngänge zu seinem vielumfassenden Typus Australien-Kalifornien.

Cotta hebt besonders hervor, daß die Tauerngänge ähnlich wie die Freiberger Silbergänge ärmer werden oder ganz vertauben, wenn sie aus dem Gneis in ein zusammenhängendes Glimmerschiefergebiet eintreten.

In der Sieglitz nimmt in einem Fall der Goldgehalt nach der Glimmerschiefergrenze ganz bedeutend zu, hört aber im Glimmerschiefer selbst auf. Auch von der Rauris sind Goldanreicherungen in der Nähe von schiefrigen Gesteinen, die zur Bildung von Gangspalten wenig geeignet waren, bekannt, und Reissacher erwähnt, daß am Hohen Goldberg in Rauris im Gneis in der Nähe der schwarzen Schiefer Adelskonzentrationen vorkommen, während im Schiefer selbst der Gang bis zur tauben Kluft verdrückt ist.

Alberti zählt am Hohen Goldberge 26 Gänge mit nordöstlichem Streichen und im allgemeinen südöstlichem Einfallen. Pošepny führt vom Goldberger Hauptgrubenkomplex folgende Kluftsysteme an: das Herrnstollner oder Fröberlinger System, die Habersberger Kluft, das Haberländer und Goldberger Kluftsystem, die Kirchgänger und die Bodner Kluft.

Schiefrige Einlagerungen im undeutlich geschichteten Gneis des Rauriser Goldberges, die nach ihrem Streichen „Neuner" genannt werden, sind von Einfluß auf die Goldgänge, die nur zwischen zwei Neunern regelmäßiges Streichen zeigen, an den Neunern selbst aber undeutlich werden. Eigentümlich ist der Wechsel der Gangausfüllung auf der Nordseite der Hohen Tauern.

Der Sieglitz-Pockhart- und Erzwieser Gangzug, der sich 3200 Klafter (à 2 m) im Streichen verfolgen läßt, führt, solange er im Gneis verläuft, aufgelöstes Nebengestein mit Quarz, Braunspat, Arsenkies, Eisen- und Kupferkies, Bleiglanz, Glaserz und etwas lichtgelbem Gold. In dem den Gneis überlagernden Kalk dagegen nimmt die sonst geringe Gangmächtigkeit auf 10—30 Lachter (à 2 m) zu und der Gang ist dann mit Rohwand, Spateisen, Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende und Galmei ausgefüllt, Gold fehlt und stellt sich erst wieder im Gneis ein. Am Silberpfennig führen die Gänge, sobald sie in den Kalkglimmerschiefer übersetzen, Kies, Spateisen und Bleiglanz, aber kein Gold mehr.

Am Südabhange der Hohen Tauern treten im Gebiete der Schieferhülle Kieslager auf, unter denen diejenigen von Großfragant am Waschgang und in der Gößnitz am bekanntesten sind.

Die Goldgehalte der Gänge der Hohen Tauern sind zum Teil erhebliche. Sie erreichen stellenweise 500 und mehr Gramm Gold. Eine Trennung der Gehalte nach sekundären und primären Teufenunterschieden läßt sich heute leider nicht mehr durchführen.

Am Rathausberge wurden in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts 31,7 g Gold pro Tonne, in der zweiten Hälfte 36 g, in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts 22,1 g und in der zweiten Hälfte desselben 20,5 g, in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts 12,6 g und im Durchschnitt 22,7 g Rohgold gewonnen.

Von der Rauris werden folgende Zahlen angegeben: in der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts 46,6 g, in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts 33,2 bzw. 26,9 g, in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts 20,0 bezw. 16,0 g; in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts 37,0 bezw. 30,0 g. Nach Pošepny erhält man hier einen Durchschnittsgehalt von 25,5 g.

Neuere Aufschlußarbeiten gingen auf dem Sieglitzgange bei Böckstein um.

Im Oktober 1910 konnte Krusch in der tiefen Gesenkstrecke des Georgstollens bei Böckstein die Lagerstätte teilweise untersuchen. Der gut ausgeprägte, in den kristallinen Schiefern auftretende, einfache Gang streicht nordnordöstlich und fällt verhältnismäßig steil nach Ostsüdosten ein.

Infolge wiederholten Gangaufreißens treten stellenweise falsche Salbänder auf. Von den jüngeren Spalten aus fand eine intensive Imprägnation nicht nur der alten Gangmasse, sondern auch des früher tauben Nebengesteins statt derart, daß größere Gesteinspartien nachträglich bauwürdig wurden. Die Mächtigkeit des Ganges schwankt zwischen 70 cm und 2 m. Die Ausfüllung besteht aus Quarz und Ganggestein, welches stellenweise reichlich verquarzt und fast durchweg mit Erzen imprägniert ist. Von den letzteren sind Arsenkies und Schwefelkies besonders charakteristisch. Während der Schwefelkies hauptsächlich als Imprägnation vorkommt und nicht selten gut umgrenzte Kristalle bildet, ist der Arsenkies nicht nur als Imprägnation, sondern auch als zusammenhängendes Trum ausgebildet, welches zum Teil das Hangende begleitet, dann in die Mitte der Gangmasse überspringt, um schließlich am Liegenden aufzusetzen. Dieses

Trum bildet eine jüngere Gangausfüllung in einem bereits vorhandenen, mutmaßlich arsenkiesfreien oder -armen Quarz-Schwefelkiesgange. Ob der heutige Goldgehalt zum geringen Teil dieser älteren Gangfüllung angehört oder ausschließlich der jüngeren arsenkiesreichen zuzuschreiben ist, läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen. Bei weitem die Hauptmenge des Goldes ist aber jedenfalls an Arsen gebunden, muß also auf die jüngere Gangfüllung zurückgeführt werden.

Die Maximalgoldgehalte der von Krusch genommenen Proben sind zum Teil außerordentlich hoch, da sie 276 g pro Tonne erreichen. Im Durchschnitt wurden 45,4 g berechnet.

Der Silbergehalt schwankt zwischen 15 und 211 g und beträgt im Durchschnitt ca. 80 g pro Tonne.

Das Goldvorkommen von Schellgaden in den Lungauer Tauern im Lungau in den Ostalpen.

Literatur.

F. Neugebauer, Vortrag in der Wiener mineralogischen Gesellschaft vom 2. Mai 1904. — Blatt St. Michael der österr. geol. Landesaufnahme, G. Geyer, Verhandl. der K. K. geologischen Reichsanstalt 1891, 1892 u. 1893. — F. Beyschlag, Der Goldbergbau Schellgaden in den Lungauer Tauern. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 210.

Der Lungau ist der Sitz einer uralten und regen Bergbautätigkeit, von welcher wir allerdings erst seit dem 14. Jahrhundert sichere Nachrichten haben.

Das Grundgebirge des ganzen Lungaus besteht aus drei Gneisserien:

Dem mächtigen Gneisgranite des Ankogelmassivs gehören die in den Lungau hineinstreichenden Gebirgsmassen der Reisegger Gruppe, des Hafener Ecks und der Hochalpenspitze an; es sind nach Geyer umgewandelte Eruptivgesteine mit deutlichem eruptivem Gepräge im Liegenden und schiefriger Struktur im Hangenden.

Das zweite Gneismassiv überlagert peripherisch das eben besprochene erste und besteht nach Vacek und Geyer aus echten Hornblendegneisen und Schiefern. Dieser Zone gehören der Karegzug und die Schlattminger Masse an.

Der dritte Gneiszug besteht aus plattig-schiefrigen Zweiglimmergneisen.

Zwischen diesen drei Gneiskernen liegen als Decke die Schiefer der Lungauer Tauern. Sie bestehen aus Granat-Glimmerschiefer und Kalkphylliten, die durch eine bedeutende Störungslinie voneinander getrennt werden.

Für die Goldlagerstätten erscheinen die Hornblendegneise am wichtigsten. Sie stellen eine Wechsellagerung von echten Hornblendegneisen, hornblendefreien, schiefrigen Gneisen und grünen Schiefern dar.

Die Ganntaler Goldvorkommen liegen im grünen Glimmerschiefer mit flaseriger Struktur. In einem höheren Niveau schließt der Glimmerschiefer größere Quarzlinsen ein, welche oft geringe Mengen von

sulfidischen Erzen beherbergen, die gelegentlich taub sind, häufig aber und zwar namentlich da, wo viele zusammenliegen, mit reichen Kieslagerstätten verknüpft sind; sie führen hauptsächlich Schwefelkies, aber auch Kupferkies, Buntkupfererz, etwas Zinkblende und Arsenkies. In die Quarzmasse sind feine Glimmerhäute eingeschaltet.

Die Kieslagerstätten haben eine Mächtigkeit von $^1/_4$—2 m, ja sie sollen im Barbararevier bis 8 m erreicht haben. Das Streichen der Schellgadener Lagerstätten ist meist ein nordsüdliches. Der Goldgehalt der Quarze hat schon frühzeitig Veranlassung zu Schürfarbeiten gegeben.

Wegen der eigenartigen Lagerungsverhältnisse faßten die älteren Beobachter die Vorkommen als Lager auf, welche im Streichen und Fallen mit den Gebirgsschichten übereinstimmen. Die Lagernatur wurde aber von späteren Forschern (Milichhofer, Rosegger) angezweifelt; diese nehmen das Vorhandensein einer Dislokationszone an und weisen auf die Zersplitterung der Lagerstätten in mehrere Trümer hin, fassen also die Vorkommen als Gänge auf.

Beyschlag wies 1897 darauf hin, daß man bei Schellgaden nicht gut von Erzgängen sprechen kann. Die erzführenden Linsen sind nach ihm nicht regellos im Gebirge verteilt, sondern laufen in einer nordsüdlichen Linie, die sich für sich allein oder mit einigen benachbarten Parallelen als eine tektonische Störungszone charakterisiert, mit welcher die Erzführung in ursächlichem Zusammenhange stehen dürfte. Die sogenannten Lager sind also schmale, längs der Hauptklüfte streichende Zonen, innerhalb deren die Quarzlinsen besonders reichlich auftreten und Erz führen. Sie werden von tauben, ostwestlich streichenden Klüften durchsetzt und verschoben. Während also Beyschlag der Lagernatur der Quarzlinsen zuneigt und für die Erze eine spätere Einwanderung annimmt, kommt Neugebauer auf Grund seiner Forschungen zu dem Ergebnis, daß sich Quarz, Gold und Erze entweder gleichzeitig und aus derselben Lösung abgesetzt haben und jünger sind als das Nebengestein, daß also epigenetische Lagerstätten vorliegen, die Ausfüllungen von Hohlräumen darstellen, welche bei dem Faltungsprozeß der Alpen entstanden.

Die wichtigsten Vorkommen liegen am Stüblbau im Gannthal (Brandleitenstollen), an der Maradlwand und bei Zaneischg. Die Ausdehnung der Lagerstätte ist auf über 2 km erwiesen, die allerdings durch unbauwürdige und taube Partien unterbrochen sind.

Bei den Gannthaler Goldlagerstätten handelt es sich also um echte Lagergänge, die vielleicht durch dieselben Vorgänge gebildet wurden, wie die Goldvorkommen der Hohen Tauern. Die Ausfüllung der Lagerstätte besteht aus Quarz von undeutlich-kristalliner Ausbildung mit Pressungserscheinungen, wie sie für alle Quarzlagerstätten geologisch alter Formationen charakteristisch ist. Interessant ist das Auftreten von Scheelit im Quarz, einem für die Zinnerzlagerstätten typischen Mineral.

Die Erze bilden nur selten derbe Partien, sondern sind in der Gangmasse zerstreut und da, wo sie reichlicher auftreten, nahezu parallel an-

geordnet, derart, daß sie mit dem Auftreten der Glimmerhäute, welche den Quarz in kleinere unregelmäßige Linsenstücke zerlegen, übereinstimmen.

Die Mineralvergesellschaftung hat viel ähnliches mit derjenigen der Hohen Tauernvorkommen. Das Gold tritt in kleinen Partikelchen in der Quarzmasse selbst auf, findet sich aber auch als akzessorischer Bestandteil der Erze, unter denen namentlich der Schwefelkies besonders reich ist.

Der Goldgehalt der Erze schwankt nach den vorliegenden Proben zwischen 5 und 69 g Gold, dazu kommen 10 bis ca. 40 g Silber. Die gewonnenen Schliche hatten 500—600 g Gold bei 200—300 g Silber.

Das Goldvorkommen von Roudny in Böhmen.

Literatur.

F. Pošepny, Goldvorkommen in Böhmen. Arch. f. prakt. Geol. II, 1895. — P. Krusch, Ueber die Goldlagerstätten von Roudny in Böhmen. Z. d. D. Geol. Ges. 1902. — O. Eypert, Der Golderzbergbau von Roudny in Böhmen. Oesterr. Zeitschr. f. d. Berg- u. Hüttenw. 1905. — R. Beck, Lehre von den Erzlagerst. 1909.

Das Goldvorkommen am Berge Roudny ca. 60 km südsüdwestlich von Prag und ca. 15 km östlich von Woditz (Station der Franz Josephsbahn) in der Gemeinde Borkowitz ist in den letzten Jahren bekannter geworden.

Das zuletzt von Beck und Krusch untersuchte Gestein des einen flachen, teilweise bewaldeten Gebirgsrücken darstellenden Hügels zwischen dem Libouner und einem von Ramena kommenden Tale besteht nach Beck in der Hauptsache aus Biotitgneis, der von zahlreichen Stöcken und Gängen eines häufig pegmatitischen, aber auch aplitisch ausgebildeten Turmalingranites durchsetzt wird und stark regionalmetamorphosiert ist.

Nach Krusch ist der Biotitgneis ein gequetschter Granit, welcher flasrige, gneisähnliche Struktur angenommen hat und an manchen Stellen ganz allmählich in den Granit übergeht, und große und kleine Einschlüsse eines Amphibolits enthält, die randlich resorbiert sind. Gneis, Gneisgranit und Amphibolit werden von Aplit durchsetzt.

In diesem Schichtenkomplex setzt eine Anzahl im allgemeinen westöstlich streichender und meist steil mit 60—70° nach Norden einfallender Spalten auf, die zu Systemen vergesellschaftet sind. Sie haben meist nur eine Mächtigkeit von wenigen Millimetern und selten von einigen Zentimetern, und sind mit Quarz und Schwefelkies ausgefüllt. Nach beiden Seiten hat von ihnen aus eine Umwandlung des Granites stattgefunden, die vorzugsweise in einer Imprägnation mit Quarz und Schwefelkies besteht. Kleine sich vielfach kreuzende Trümer, die mit Quarz und Schwefelkies ausgefüllt sind, durchsetzen von den Spalten aus den Granit, in dem der Feldspat bald kaolinisiert, bald ebenso wie Biotit durch Quarz und Kies verdrängt wird. Es entstanden infolgedessen Kies- und Quarzimprägnationszonen.

Durch diese weitgehende Verquarzung und Verkiesung sind die Granitzonen, in denen die Spaltensysteme liegen, in Kies- und Quarz-

imprägnationszonen umgewandelt worden. Die Klüfte des Granites streichen zwar im allgemeinen parallel, durchkreuzen sich aber häufig im Einfallen. Diese Imprägnationen haben in der Regel keine scharfen Grenzen gegen den normalen Gneisgranit und werden vom Bergmann als einheitliches Ganze aufgefaßt.

Man kennt drei derartige Zonen mit steilem nördlichem Einfallen, nämlich von Norden nach Süden den Josephigang, den Hauptgang und

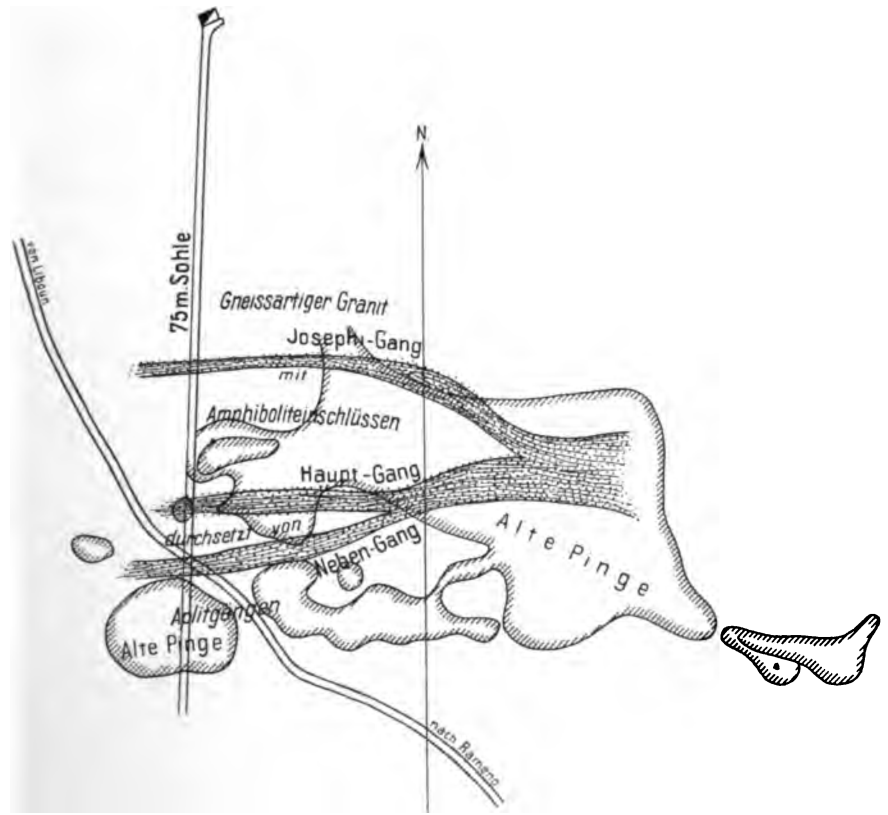


Fig. 35. Die Goldgänge von Roudny. (Nach Krusch, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1902.)

den Nebengang. Ihre Mächtigkeit schwankt sehr, erreicht aber bis 20 m. Nach Osten vereinigen sie sich zu einem einzigen.

Die Goldführung dieser Gangtrümer und Imprägnationszonen ist meist an Schwefelkies gebunden; das Edelmetall kommt aber auch in freiem Zustande in feiner Verteilung im Quarz vor und bildet schließlich Bleche und undeutliche Kristalle auf Klüften im Quarz und Kies.

Wie bei den meisten Goldlagerstätten schwankt der Gehalt sehr, und zwar bei Roudny von wenigen bis über 100 g pro Tonne; im allgemeinen findet man, daß er von den Spalten aus nach beiden Seiten abnimmt und daß die gröberen Kieskristalle bedeutend goldärmer sind als die feinkristallinen Aggregate. An den Scharungsstellen der Imprägnationszonen ist der Goldgehalt besonders hoch. Die eingeschlossenen Amphibolit-

partien enthalten so gut wie kein Gold, obgleich sie nicht frei von Schwefelkies sind.

Die Aplitgänge schneiden die Golderzgänge ab.

Die goldführenden Zonen werden von nordsüdlich streichenden Spalten durchsetzt, die entweder kein Erz führen oder sehr arm sind.

Wie die zahlreichen Pingenzüge über Tage ergeben, ist eine größere Anzahl von Golderzgängen in der Umgebung von Roudny vorhanden.

Die innige Vergesellschaftung von Quarz, Schwefelkies und Gold deutet auf gleichzeitige Entstehung der Mineralien. Da die Gangspalten häufiger an den Salbändern Kies und Quarz in massiger Verwachsung führen, während die Mitte lediglich Quarz enthält, dauerte die Ausscheidung von Quarz noch länger als diejenige der Erze. Das Alter der Imprägnation dürfte ein hohes sein. Sie war jedenfalls schon vorhanden, als der Aplit empordrang und als sich das System der im allgemeinen nordsüdlich streichenden Spalten bildete.

Die Golderzlagerstätten von Hußdorf-Wünschendorf [1]) in Schlesien.

In den paläozoischen Schiefern zwischen Lähn und Greiffenberg setzen eine Anzahl im allgemeinen nordsüdlich streichender Gänge auf, die durch alte Pingenzüge an der Oberfläche angedeutet sind. Bei Hußdorf kennt man die nach Osten einfallenden Erzgänge I und II, welche durch den ostwestlich streichenden Diagonalgang verbunden werden; bei Wünschendorf wurde nur ein Gang mit nordnordöstlichem Streichen und ostsüdöstlichem Einfallen erschürft. Der als Bergbau „in der Pinge" bezeichnete Betrieb zeigt einen Gang auf der Grenze zwischen silurischen Kalken und Schiefern, der nordwest-südöstlich streicht und nach Nordosten einfällt.

Die Gänge sind Spaltenfüllungen mit deutlichem Salband am Hangenden und Liegenden; ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern und über 1 m, im Durchschnitt beträgt sie aber nur einige Dezimeter. Die Ausfüllung besteht aus Quarz, goldführendem Arsenkies und Schwefelkies. Während an günstigen Stellen die Mächtigkeit des derben Erzes fast die ganze Spalte ausfüllt, ist die Erzführung häufig lediglich auf eine Arsen- und Schwefelkieseinsprengung in der quarzigen Gangmasse beschränkt. Nebengesteinsbruchstücke sind in der Gangfüllung seltener, ebenso sind Verquarzung und Imprägnation des Nebengesteins zu beiden Seiten der Gangspalte nur spärlich. Die Gänge werden von einer großen Anzahl von Störungen beeinflußt, die sowohl im Streichen als im Fallen auftreten. Im ersteren Falle bewirken sie die Zerstücklung der Gänge, die im allgemeinen nur mit kleinen Seitenverschiebungen von 1 m und weniger verbunden sind; die Länge der einzelnen Stücke beträgt häufig nur wenig über 1 m. Da, wo die Verwerfungen unter sehr spitzem Winkel die Gänge schneiden, bewirken sie auf kurze Strecken infolge der Seitenverschiebungen eine scheinbare Verdoppelung des Ganges. In

[1]) Untersuchungen von Krusch.

der Fallrichtung werden Vertikalverschiebungen durch Lettenklüfte veranlaßt, die flach nach verschiedenen Richtungen einfallen.

Die Gänge sind durch ausgeprägte sekundäre Metallverschiebungen charakterisiert.

Die Oxydationszone ist der Abrasion zum Opfer gefallen, so daß die Zementationszone fast zutage ausgeht. Sie besteht aus der erhaltengebliebenen quarzigen Gangart mit Ueberzügen und Rinden von Brauneisen und goldreichem Schwefel- und Arsenkies. In der primären Zone nimmt die Mächtigkeit der Gänge schnell ab, so daß an Stelle der Arsen- und Schwefelkies führenden Quarzgänge nur unbedeutende Klüfte erhalten sind. Der Edelmetallgehalt ist nicht ausschließlich an Arsenkies gebunden; auch der Schwefelkies spielt eine wichtige Rolle. Die Goldgehalte betragen stellenweise in der Zementationszone über 40 g, während die primäre Zone nur wenige Gramm enthält. Erzfälle wurden in der letzteren nicht beobachtet.

Betrieb findet nur gelegentlich statt, er ist auch dann nur wenig umfangreich.

Norwegen, Schweden und Finnland.

Hier sind Quarzgänge mit Spuren von Gold an zahlreichen Stellen nachgewiesen worden. Eigentliche Goldgänge, mit einem höheren Goldgehalte wurden aber selten und reiche Gänge nirgends nachgewiesen.

Im Grundgebirge treten die Gänge von Ädelfors in Småland (Schweden) und Eidsvold bei Mjösen (in der Nähe des Kristiania-Eruptivgebiets, Bd. I, Fig. 147) auf; an beiden Stellen wurden Gruben mit großem Verlust namentlich in dem 18. Jahrhundert gebaut. Andere Lagerstätten finden sich im nördlichen Finnland.

Auf der Insel Bömmelö südlich von Bergen an der Westküste Norwegens durchsetzen einige Goldquarzgänge hauptsächlich stark umgewandelte basische Eruptive, die der cambrisch-silurischen Bergkettenformation (Bd. I, S. 301) angehören. Diese Gänge, die in der Nähe von magmatisch-intrusiven Kieslagerstätten (Bd. I, S. 300—310) liegen, haben seit 1882 einen sporadischen Betrieb mit einer Gesamtausbeute von nur rund 100 kg Gold veranlaßt (H. Reusch, Bömmelöen og Karmöen, 1888).

In Quarzdiorit treten bei Svartdal in Telemarken einige Quarz-Turmalingänge, zum Teil mit sehr viel Turmalin auf, die Gediegen Gold neben viel Wismutglanz, etwas Kupfererz u. s. w. führen. Wir verweisen auf die unten folgende Beschreibung der Kupfererzgänge Telemarkens (J. H. L. Vogt, Norske Ertsforekomster II, 1887).

Ueber die ebenfalls von Wismuterz begleiteten Goldgänge von Fahlun siehe Bd. I, S. 310—311.

Metasomatische Goldlagerstätten.

Goldlagerstätten metasomatischer Entstehung sind spärlich, finden sich aber vereinzelt sowohl unter den Gängen der Jungen Gold-Silbergruppe, als auch unter denen der Alten Goldgruppe.

Sie spielen insofern eine besondere Rolle unter den metasomatischen Lagerstätten im allgemeinen, als das Golderz in der Hauptsache aus Quarz besteht, die metasomatischen Vorgänge also hier identisch mit Verkieselungs- bezw. Verquarzungserscheinungen sein müssen.

Unter den hierher zu rechnenden Vorkommen zeigt nur dasjenige von Lydenburg den echten Typus metasomatischer Bildungen, nämlich der Umwandlung von Kalkstein und Dolomit in Quarz, alle übrigen in Frage kommenden Lagerstätten stellen Verdrängungen des aus Schiefer, Sandstein u. s. w. bestehenden Nebengesteins durch Kieselsäure dar, bilden also gleichsam den äußersten Fall der Verquarzung des Nebengesteins und sind mit den Gängen aufs engste verwandt.

Lydenburg in Transvaal.

Literatur.

J. Kuntz, Ueber die Goldvorkommen im Lydenburger Distrikt. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 433. — P. R. Krause, Ueber den Einfluß der Eruptivgesteine auf die Erzführung der Witwatersrand-Konglomerate und der im dolomitischen Kalkgebirge von Lydenburg auftretenden Quarzflöze, nebst einer kurzen Schilderung der Grubenbezirke von Pilgrimsrest und De Kaap (Transvaal). Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897. — F. W. Voit, Uebersicht über die nutzbaren Lagerstätten Südafrikas. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908.

Die Dolomitschichten von Lydenburg liegen auf Tonschiefer und erheben sich bei Pilgrimsrest bis zu 1000 m Höhe über die Talsohle. Sie enthalten zahlreiche den Dolomitlagern zwischengeschaltete Trappschichten, die man sogar auf den höchsten Gipfeln des Gebirges trifft.

Die primären Goldlagerstätten von Pilgrimsrest wurden gelegentlich der Ausbeutung der Goldseifen gefunden. Krause bezeichnet die Vorkommen als Quarzflöze und weist darauf hin, daß einzelne besonders in des Nähe des Trapps, und zwar da, wo er verwittert ist, bis 600 g Gold pro Tonne enthalten.

Es dürfte sich hier um sekundäre Zementationsprozesse handeln, wie denn überhaupt bei den Vorkommen von Lydenburg, soweit sie bis jetzt aufgeschlossen sind, nachträgliche Zersetzungserscheinungen eine wesentliche Rolle spielen. Die oberen Teile der Quarzflöze des Jubilee Hill und in der New Clewer Estate sind anscheinend durch heiße Quellen ausgelaugt, so daß der Quarz mitunter einen schwammartig porösen bis bimssteinartigen Charakter hat. Er zerfällt zu Staub und bedeckt als solcher in großen Mengen den Boden. Die „Flöze“ liegen nur stellenweise horizontal, meist bilden sie flache Sättel und Mulden. Ihre Lagerungsverhältnisse gehen im großen und ganzen aus den Figuren 36 und 37 hervor.

Krause konnte nur ein Beispiel der Durchsetzung der Schichten durch das Eruptivgestein beobachten (Fig. 37). An ihm ist das Flöz bis zu Tage mitgeschleppt, das Eruptivgestein ist also jünger. Eigentümlich für die Quarzflöze ist, daß sie nicht horizontbeständig sind.

Die abbauwürdige Mächtigkeit beträgt 0,15—0,70, im Durchschnitt 0,40 m bei einem durchschnittlichen Goldgehalt von 30 g pro Tonne; Kupfer ist mit dem Gold vergesellschaftet.

Voit vermutet ganz richtig, daß es sich bei diesen Lagerstätten um metasomatische Vorkommen handelt und daß gewisse Kalkbänke in Quarzsubstanz umgewandelt wurden. Es dürfte also hier der recht

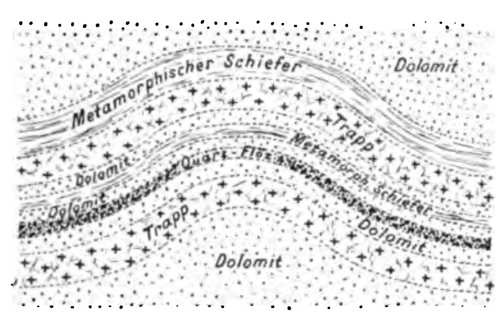


Fig. 36. Profil, die Lagerungsverhältnisse der Quarzflöze des Malmani-Dolomites und der Trappschichten im großen zeigend. (Nach Krause, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, Fig. 8.)

seltene Fall einer typischen metasomatischen, aus Kalk hervorgegangenen Goldlagerstätte vorliegen.

Zu den metasomatischen Goldlagerstätten gehört auch das Vor-

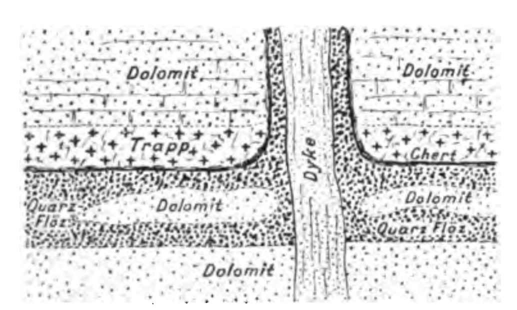


Fig. 37. Profil der New Clewer Estate-Grube. Ein Diabasgang durchsetzt das Quarzflöz, die Quarz- und Trappmasse streckt sich an dem Gang entlang. (Nach Krause, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, Fig. 9.)

kommen der Csetatye bei Verespatak, auf welches wir schon bei den Jungen Gold-Silbergängen eingingen (S. 42).

Hier sollen lediglich die Merkmale zusammengefaßt werden, aus denen sich der metasomatische Charakter der Lagerstätte ergibt.

Das Gestein des Csetatyehügels ist in der Literatur von den einzelnen Autoren in der verschiedensten Weise gedeutet worden. Diese auffallende Erscheinung erklärt sich daraus, daß abgesehen von den verwickelten Lagerungsverhältnissen eine hochgradige Umwandlung sowohl den Dacit als die begleitenden Tuffe und Sedimente ergriffen hat.

Wie oben geschildert wurde, treten im Verespataker Revier neben den Gängen sogenannte Stöcke auf, die säulenförmig mit ziemlich geringem Querschnitt in die Tiefe setzen. Die einfachste Form derselben

bilden nach Pošepny die Durchkreuzungen einer größeren Anzahl von Gangspalten in einem „unlösbaren Knäuel". An diesen Stellen ist das Gestein besonders stark zersetzt und mit Kieselsäure und mit Kies imprägniert. In der Regel sind diese Stöcke mit Eruptivbreccien verbunden, deren Bindemittel der porös bimssteinartige Rhyolith ist.

Namentlich zwei Vorkommen waren wegen ihres Goldreichtums berühmt, nämlich der Katronczastock und die Csetatye. Hier interessiert lediglich die letztere.

Eine gewaltige, aus der Römerzeit stammende Pinge, die mutmaßlich durch Feuersetzen in den Gipfel des Boj hineingearbeitet wurde und von steilen Rändern begrenzt ist, verdankt ihre Entstehung einer bedeutenden Lagerstätte, welche zum kleineren Teil in den Eruptivgesteinen des Boj, zum größeren in dem südlich angrenzenden Lokalsediment und am Kontakt beider Gesteine auftritt. Gewaltige Schollen des Karpatensandsteins sind von dem dacitischen Magma emporgetragen worden.

Alle Gesteine zeigen hochgradige Verkieselung, so daß der ursprüngliche petrographische Charakter stark verwischt ist. Eine größere Verbreitung haben die von porösem Rhyolith verkitteten Breccien des älteren Rhyolithes und des Dacites, welche sowohl das „Lokalsediment" als den vollständig mit Kieselsäure durchtränkten Dacit durchsetzen.

Ursprünglich lag hier ein wirres Netz kurzer, unregelmäßiger Klüfte vor, welche Dacit, Lokalsediment und Karpatensandstein durchschwärmten und zum großen Teil durch Quarz und Kies ersetzten. Pošepny schlug für derartige Lagerstätten den Namen Erztyphone vor.

Über die Goldführung siehe S. 42.

Mount Morgan in Queensland.

Literatur.

J. Macdonald Cameron, Direktionsbericht der Mount Morgan-Gesellschaft vom 26. März 1887. — R. L. Jack, Rep. Queenslands Geol. Survey 1884 und Mount Morgan Gold Deposits 1892. — T. A. Rickard, The Mount Morgan Mine, Queensland, Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1891, Vol: XX. — K. Schmeißer, Die Goldfelder Australasiens. Berlin 1897. Dietrich Reimer. — S. F. Emmons, Structural Relations of Ore Deposits, Trans. Amer. Inst. of Min. Eng. XVI, S. 804.

Die Lagerstätte liegt im zentralen Queensland südwestlich von Rockhampton und gehört zu den interessantesten Vorkommen der Welt. Sie verdankt ihre Stellung in der Literatur nicht zum geringen Teil dem Umstande, daß man den Gang früher als einen Geysirabsatz ansah, also als eine Goldlagerstätte, die einzig in ihrer Art sein sollte.

Die Grube beutet steinbruchartig die Spitze eines 500 Fuß hohen Hügels aus, der 1225 Fuß über dem Meeresspiegel liegt und von einem zerrissenen Hügellande umgeben wird. Das Gebiet gehört dem Vorlande der Hauptkette an, welche als Blue Mountains in Neusüdwales und als Australian Alps in Victoria bezeichnet wird und die drei Kolonien in der Nähe der Ost- und Südostküste des australischen Kontinents durchschneidet.

Der geologische Bau ist einfach. Die höchsten Teile der Berggipfel bestehen aus dem Wüstensandstein (Daintree's desert sandstone), der mutmaßlich der Kreide angehört und dessen Liegendes nach der Tiefe zu aus Grauwacken, Quarzit, Schiefer und gelegentlichen Serpentinschichten besteht. Eruptivgesteinsgänge aus wenigstens zwei verschiedenen geologischen Epochen durchsetzen die Sedimente.

Besonders bemerkenswert sind Intrusive von Dolerit, die sich zum Teil zwischen die Gesteinsschichten einschieben.

Den Gipfel des Mount Morgan bildet die Erzlagerstätte, die im großen und ganzen als Kuppe mit flach schüsselförmiger unterer Grenze auf kiesführenden Quarziten ruht. Der Quarzit sowohl als die Erzlagerstätte werden von Eruptivgesteinsgängen durchbrochen (Fig. 38).

Die Erzmasse ist sehr leicht zerreiblich, so daß ihre Zerkleinerung

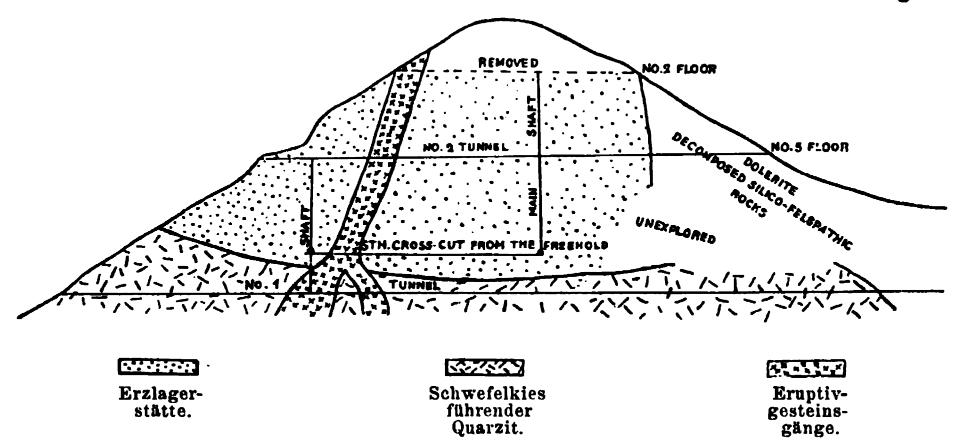


Fig. 38. Profil durch die Mount Morgan-Lagerstätte. (Nach Rickard, Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1891, Vol. XX, S. 143.)

keine Schwierigkeiten bereitet. Der petrographische Charakter des goldführenden Materials ist recht verschieden.

In den Tagebauen, welche das Erz liefern, sieht man häufig Stöße einer blaugrauen zermalmten Quarzmasse, welche sehr ähnlich dem Comstock Lode-Erz ist. An anderen Stellen findet sich verkieselter Hämatit, der gewöhnlich als der Typus des Mount Morgan-Erzes angesehen wird; diese Eisenerzmassen gleichen dem Ausgehenden gewöhnlicher Goldquarzgänge, wie sie in Kalifornien und Victoria häufig gefunden werden. Man trifft außerdem schwere schwarze Eisensteinanhäufungen an, die der Eiserne Hut eines sulfidischen Erzganges sein könnten, und hellgefärbtes rötliches Erz, das der Oxydationszone eines Kupfervorkommens entstammen könnte. Ein Teil des Materials ist zu einem zuckerähnlichen, schwach verkitteten Pulver zermalmt, ein anderer bildet dagegen feste Massen; stalaktitische, zum Teil Hohlräume ausfüllende Bildungen sind nicht selten.

Reiche Ausbeute lieferte ein blauschwarzes, irisierendes Erz. In dem Freeholdstollen traf man ein Nest weißen porösen zerreiblichen Gesteins an, welches als Sinter bezeichnet wurde und infolge

der zahlreichen Lufteinschlüsse so leicht war, daß es auf Wasser schwamm.

Im allgemeinen ist das Erz unscheinbar, wenn es auch in früherer Zeit schöne Stufen von Goldquarz lieferte, die im Museum von Sydney aufgehoben werden und im allgemeinen aus Brauneisenerz mit Freigold bestehen. In der Regel ist die Verteilung des Goldes aber eine sehr feine und das Edelmetall ist infolge der Vergesellschaftung mit Eisenoxyd schwer zu erkennen.

So verschieden auch die einzelnen Erzsorten aussehen mögen, handelt es sich in allen Fällen doch um ein quarziges Erz. Die Lagerstätte kann als eine Quarzmasse von verschiedener Farbe und verschiedenem spezifischen Gewicht aufgefaßt werden, die von nordwestlich streichenden Eruptivgesteinsgängen durchsetzt wird. Von ca. 90 m Tiefe ab stellt sich goldhaltiger und Schwefelkies führender Quarzit ein. In größter Tiefe fand man durch Bohrungen ein goldhaltiges Kupfererz mit 3,5 Proz. Kupfer und 12 g Gold. Die Ausdehnung des Vorkommens steht ziemlich fest; im Südwesten wird es begrenzt durch einen mächtigen Feldspatgang; seine Hauptfortsetzung scheint im Norden und Nordosten zu liegen.

Die Genesis der Lagerstätte ist viel umstritten. R. L. Jack faßte den Erzkörper als einen Geysirabsatz auf (Geysirtheorie), J. Macdonald Cameron hielt ihn für eine goldhaltige Zone, welche von einer Serie von Goldquarzgängen durchsetzt wird (Netzwerktheorie), einige Bergingenieure sind dagegen der Meinung, daß es sich um den zersetzten Eisernen Hut eines mächtigen Schwefelkiesganges handelt (Gangtheorie).

Rickard war in der Lage, alle drei Theorien zu widerlegen, er hält das Vorkommen für eine zum großen Teil metasomatische Lagerstätte. Sie stellt nach ihm einen hochgradig veränderten Teil zerborstenen Nebengesteins dar, der von Schwermetallösungen durchtränkt und zum Teil durch goldhaltigen Quarz ersetzt wurde. Gerade der quarzige und widerstandsfähige Charakter hat den Gipfel des Mount Morgan vor der Abrasion geschützt.

Es handelt sich also auch hier um eines der wenigen Beispiele metasomatischer Goldlagerstätten.

Die Theorie Rickards hat nach Ansicht der Verfasser viel für sich, da sie zwanglos den verschiedenen Charakter des Erzes, entsprechend der verschiedenen Zusammensetzung des Nebengesteins, und die große Mächtigkeit der Lagerstätte erklärt. In der Hauptsache dürfte die Grauwacke verdrängt sein, welche im allgemeinen dem die Basis des Mount Morgan bildenden Quarzit auflagert.

Daß es sich um ein Vorkommen handelt, welches sich eng an die Alte Goldgruppe anschließt, beweist die Reinheit des Goldes, die für diese Lagerstätten charakteristisch ist.

Die wirtschaftliche Bedeutung des Goldvorkommens geht aus folgenden Zahlen für 1907 hervor:

Distrikt	Aus Seifen	Aus Gangquarz	Zusammen
	ozs	ozs	ozs
Charters Towers	846	174 706	175 552
Gympie	466	63 716	64 227
Mount Morgan	354	145 420	145 774
Ravenswood	364	34 466	34 830
Croydon	—	13 411	13 411
Clermont	4 364	421	4 785
Etheridge and Woolgar .	812	7 290	8 102
Andere Distrikte . . .	2 127	17 074	19 201

(Official Year Book of the Commonwealth of Australia 1901—1908, Nr. 2, 1909.)

Die Durchschnittsgehalte des Erzes ergeben sich aus folgenden Angaben:

Im Jahre 1889 lieferte die Mount Morgan-Grube 75 415 t Erz mit 323 542 Unzen Gold im Werte von 1 331 484 £. Der Durchschnitt betrug also 4 ozs 6 dwts.

Der Goldgehalt nahm im ganzen mit der Tiefe langsam, aber konstant ab; während in früheren Jahren über 100 g pro Tonne nichts Seltenes war, hatte man 1903 nur 15 g. Die Tiefe der Grube betrug 1906 ca. 250 m.

Vereinigte Staaten.

Lagerstätten, die derjenigen des Mount Morgan sehr ähnlich sind, kommen im Red Mountain Basin in Colorado vor. Hier liegen Teile eines andesitischen Gesteins, dem die basischen Bestandteile durch kieselsäurereiche Wasser entzogen und durch Quarz ersetzt wurden, vor. Die dadurch entstehenden quarzigen Massen boten den Atmosphärilien und der Erosion größeren Widerstand, so daß sie heute ebenfalls Bergzüge bilden. Wenn die Vorkommen auch keine praktische Bedeutung haben, so sind sie doch deshalb besonders interessant, weil auch auf sie die Geysirtheorie Anwendung fand.

Hierher gehören bis zum gewissen Grade z. B. diejenigen von Yankee Girl und Bassick Mines in Colorado, auf die Rickard in seiner Monographie des Mount Morgan hinweist. Die erstgenannte Lagerstätte liegt im San Juandistrikt und ist gut bekannt. Hier bilden mehrere Bruchzonen eine dreieckige Gesteinsmasse, welche derartig von den zirkulierenden Minerallösungen zersetzt und verdrängt wurde, daß eine so gut wie geschlossene Silbererzmasse entstand.

Uebersicht über die Gold- und Silberproduktion und deren Verteilung auf die verschiedenen Lagerstättengruppen.

Literatur.

A. Soetbeer, Edelmetallproduktion und Wertverhältnis zwischen Gold und Silber, Petermanns Mitteil. Ergänzungsheft 57, Ergänzungsband XIII, 1879 (für die Zeit bis 1875). — B. Neumann, Die Metalle u. s. w. nebst Produktions- und Preisstatistik. Halle 1904 (für den Zeitraum 1876—1900); ferner The Mineral Industry, Mineral Resources of the United States, Zeitschr. f. prakt. Geol., Fortschr. d. prakt. Geol. u. s. w. nebst den vielen in diesem Werke zitierten Spezialabhandlungen; siehe auch Bd. I, S. 199—200.

Für die ältere Zeit und für mehrere halbkultivierte Länder ist die Statistik nur annähernd.

Gold.

Gesamte bisherige Goldproduktion.

In metr. Tonnen à 1000 kg	Vor 1875 (hauptsächlich seit 1493)	1876 bis 1900	1901 bis 1909	1910	Summa (bis 1910)
Oesterreich-Ungarn (seit 1493) . .	460,7	53,6	31,6	3,4	549,3
Schweden	—	1,5	0,4	—	—
Deutschland	—	—	0,8[1])	—	—
Russisches Reich (seit 1741) . .	1 033.7	965,9	335,9	60,4	2 395,9
Kanada	—	—	203.1	15,4	218,5
Vereinigte Staaten (seit 1849) . .	2 026,1	1 582,0	1 173,7	144,5	4 926,3
Mexiko (seit 1521)	265.0	99.2	213,6	36,2	614,0
Zentralamerika		—	24,9	4,1	—
Guyana	—	—	58.5	7.6	—
Venezuela	—	—	2,4	—	—
Columbia	.	—	37,1	4,7	—
Neu-Granada (seit 1537) . . .	1 214.5	116,9	—	—	1 331,4
Peru (seit 1533)	163,6	6,5	11,8	0,9	182,8
Bolivia (seit 1545)	294,0	6,8	10,3 (Bolivia und Chile)	—	694,9 (Bolivia und Chile)
Chile (seit 1545)	263,6	118,9[2])		1,3	
Brasilien (seit 1691)	1 037,1	43,2	30,3	3.0	1 113,6
Britisch Indien		—	148.7	18.2	—
Britisch Ostindien	—	—	17.9	2.2	—
Niederländisch Ostindien . . .	—	—	18,7	3,3	—
China	—	—	92,1	15.2	—
Korea	—	—	36,0	3.0	—
Japan	—	—	34,7	6,7	—
Afrika (seit 1493)	731.6	706,8[3])	1 413.7	263,1	2 115,2
Australien (seit 1851)	1 812,0	1 434,0	1 089.1	98,3	4 433,4
Andere Länder	151.6	353,1	15.3	10,5	—
Summa:	9 453,3	5 581,6	5 001,1	701,0	20 737,1
Wert in Millionen Mark:	26 375	15 513	13 953	2 057	57 897

[1]) Deutschland produzierte von 1876—1900 alles in allem 41 t Gold, fast ausschließlich aus importiertem Erz.

[2]) Für 1876—1895 auch Guyana und Venezuela einbegriffen.

[3]) Ganz überwiegend aus Transvaal (seit 1884).

Das Produktionsverhältnis zwischen Gold und Silber betrug durchschnittlich:

von 1500—1875	1 Gold auf	19,1 Silber
„ 1876—1900	1 „ „	17,6 „
„ 1901—1908	1 „ „	10,0 „

Das Wertverhältnis zwischen 1 kg Gold und 1 kg Silber (Bd. I, S. 200) betrug durchschnittlich:

1493—1600	1 : 10,75—11,80	Mittel	1 : 11,80
1601—1700	1 : 12,25—15,00	„	1 : 14,10
1701—1800	1 : 14,56—15,42	„	1 : 14,98
1801—1850	1 : 15,34—15,85	„	1 : 15,68
1851—1875	1 : 15,30—15,90	„	1 : 15,52
1876—1880			1 : 17,88
1881—1885			1 : 18,64
1886—1890			1 : 21,16
1891—1895			1 : 27,05
1896—1900			1 : 33,29
1901			1 : 34,68
1905			1 : 33,87
1908			1 : 38,67

Die gesamte Goldproduktion betrug:

Durchschnittlich jährlich	1493—1600	7 100 kg
	1601—1700	9 100 „
	1701—1800	19 000 „
	1801—1820	14 800 „
	1821—1840	17 750 „
	1841—1850	54 760 „
	1851—1860	201 790 „
	1861—1870	188 160 „
	1871—1880	169 880 „
	1881—1890	154 450 „
	1891—1900	319 170 „
	1901	392 705 „
	1903	493 083 „
	1905	568 232 „
	1908	667 071 „
	1910	701 019 „

Bei der Entdeckung des Seifengoldes in Kalifornien (1848) und bald nachher in Australien (1849) hob sich die jährliche Gesamtgoldproduktion fast sprungweise auf das Zehnfache — nämlich von 20 000 auf 200 000 kg.

Die Seifen, auf deren Gewinnung man anfänglich ausschließlich eingerichtet war, wurden in den beiden genannten Ländern in wenigen Jahrzehnten größtenteils erschöpft. Daraus ergab sich der Rückgang der Gesamtgoldproduktion, die ihr Minimum in der 1880er Jahren erreichte. Sobald man aber in den Vereinigten Staaten sowohl wie in Australien eine größere Anzahl von Goldquarzgängen in Betrieb nahm, hob sich die Gesamtproduktion wieder. Die nordamerikanischen Gruben entwickelten sich vor allen seit den 1890er Jahren. Um die Mitte der 1880er Jahre kam der Bergbau auf die goldhaltigen Konglomerate von Witwatersrand (Trans-

vaal) mit seiner Riesenproduktion hinzu, und Mitte der 1890er Jahre wurde die Goldproduktion der Welt durch diejenige der sehr wichtigen westaustralischen Tellurgoldgänge vermehrt. Daraus ergibt sich der auffallend starke Aufschwung der Goldproduktion in den letzten Jahren.

Die drei für Gold wichtigsten Lagerstättengruppen sind die Erzlager (Witwatersrand-Konglomerate) und die junge und die alte Goldgruppe, unter denen besonders die alte Gruppe von bedeutenden Seifen begleitet wird.

Das Witwatersrand-Konglomerat lieferte in den letzten Jahren rund 35 Proz. der gesamten Goldproduktion.

Von den jungen Goldgängen mit ihren im allgemeinen nicht sehr bedeutenden Seifen stammten in den letzten Jahren etwa 45 Proz. der Produktion der Vereinigten Staaten und annähernd 80 Proz. derjenigen Mexikos. Die hierher gehörigen Gänge lieferten außerdem bei weitem den größten Teil des in Zentralamerika, Columbia, Peru, Bolivia und Chile gewonnenen Goldes und einen erheblichen Teil der Produktion Japans, außerdem die ganze Goldmenge von Hauraki in Neuseeland und von Ungarn.

Die Gesamtproduktion derartig „jungen" Goldes erreicht jährlich annähernd etwas über 100 000 kg; 1910 betrug sie ca. 110 000 kg.

Rechnet man hierzu den Ertrag der westaustralischen Tellurgoldgänge, so kommt man zu einer Goldmenge, die etwa ein Viertel der Gesamtproduktion der Welt beträgt.

Noch wichtiger sind die alten Gänge mit den dazu gehörigen Seifen. Sie liefern etwa die Hälfte der jetzigen Produktion der Vereinigten Staaten, fast die ganze Produktion von Kanada, des russischen Reiches, von Queensland, Neusüdwales, Victoria, Südaustralien und vielen anderen Ländern. Man kann annehmen, daß annähernd ein Drittel der Weltgoldproduktion auf alte Gänge, mit den zugehörigen metasomatischen Vorkommen, zurückzuführen ist. Da gerade die ausgedehntesten Seifen von dieser Lagerstättengruppe herrühren, war ihre prozentuale Beteiligung in früheren Zeiten eine noch bedeutendere. Sie lieferten beispielsweise zu Anfang der 1850er Jahre mit ihrem ausgeprägten Seifenbergbau etwa neun Zehntel der Weltgoldproduktion.

Eine geringe Goldmenge stammt aus den Kontaktlagerstätten, die besonders in Mexiko stark vertreten sein dürften. Noch kleiner ist die Goldproduktion, die von den Kupfererzgängen und einigen anderen Lagerstättengruppen geliefert wird.

Es ergibt sich demnach folgende Verteilung der jetzigen Goldproduktion auf die verschiedenen Lagerstättenarten mit den dazu gehörigen Seifen:

Witwatersrand-Konglomerat . . .	ca. 35 Proz.
Alte Goldganggruppe	„ 33 „
Junge Goldganggruppe	„ 25 „
Kontaktlagerstätten	1—5 „
Andere Lagerstätten . . .	eine geringe Menge.

Silber.

Bisherige Gesamt-Silberproduktion (Bergwerksproduktion).

In metr. Tonnen à 1000 kg	Vor 1875 (hauptsächlich seit 1493)	1876 bis 1900	1901 bis 1909	Summe (bis 1909)
Deutschland (seit 1493)	7 905	4 568	1 549	14 022
Oesterreich-Ungarn (seit 1493)	7 770	1 247	488	9 505
Russisches Reich (seit 1741)	2 429	246	46	2 721
Spanien-Portugal	—	1 755	1 150	—
Griechenland	—	—	259	—
Italien	—	393	220	—
Frankreich	—	—	180	—
Norwegen (seit 1642)	799	149	59	1 007
Großbritannien	—	—	52	—
Schweden (seit 1506)	252	64	10	—
Türkei	—	—	152	—
Uebriges Europa	6 331	2 625	—	—
Chile (seit 1721)	2 609	3 513		
Bolivia (seit 1545)	37 718	7 927	4 478	89 612
Peru (seit 1533)	31 222	2 145		
Columbia	—	—		
Mexiko (seit 1521)	76 205	28 281	17 112	122 148
Vereinigte Staaten (seit 1851)	5 272	36 181	15 522	56 985
Kanada	—	—	3 056	—
Japan	—	980	757	—
Ostindien	—	—	71	—
Australien	—	5 662	3 792	9 454
Afrika	—	—	115	—
Andere Länder	2 000	2 646	—	—
Summa:	180 511	98 325	49 191	328 532
Wert in Millionen Mark:	32 500	13 000	3 800	49 300

Jährliche Silberproduktion (Bergwerksproduktion).

Durchschnittlich jährlich:

In metr. Tonnen à 1000 kg	1851 bis 1855	1876 bis 1880	1891 bis 1895	1900	1905	1909
Deutschland	49	164	176	168	181	166
Oesterreich-Ungarn	35	48	57	62	58	31
Rußland	17	9	12	5	6	4
Spanien-Portugal	—		58	99	124	148
Griechenland	—		—	31	26	26
Italien	—	—	24	23	24	25
Frankreich	—	—	87	14	9	18
Norwegen	—	—	5	5	8	7
Großbritannien	—	—	8	7	5	4
Schweden	—	—	3	2	1	1
Türkei	—	—	—	4	17	24
Uebriges Europa	72	110	113	—	—	0,3

In metr. Tonnen à 1000 kg	1851 bis 1855	1876 bis 1880	1891 bis 1895	1900	1905	1909
Argentinien	—	—	25	12	2	4
Chile	68	110	84	178	126	44
Bolivia	73	252	470	325	205	213
Peru	77	58	85	204	156	195
Ecuador	—	—	—	—	—	2
Columbia	—	—	44	87	31	41
Mexiko	466	663	1448	1787	1700	2300
Vereinigte Staaten	8	1176	1693	1793	1745	1702
Kanada	—	—	—	138	330	867
Japan	—	16	53	54	75	133
Ostindien	—	—	—	3	6	15
Australien	—	—	506	415	391	509
Afrika	—	—	—	—	19	34
Andere Länder	4	14	65	—	—	—
Summa:	870	2620	4958	5400	5050	6500
Preis in Mark pro Kilogramm:	182	176	107	83,61	82,34	70,27

Die Tabellen geben die Bergwerksproduktion der Gruben und nicht diejenige der Hütten an, welche zum Teil eingeführtes fremdes Erz verschmelzen[1]).

Zur tertiären Silbererzganggruppe gehört die überwiegende Anzahl der Silber produzierenden Gänge Mexikos, diejenigen im übrigen Zentralamerika, in Ecuador, Peru und Bolivien, die meisten Silbergänge Chiles, eine große Anzahl von Gängen der Vereinigten Staaten, auf die annähernd die Hälfte der jetzigen dortigen Silberproduktion kommt, fast alle Gänge Japans und Ungarns, mehrere der wichtigsten Vorkommen Spaniens und einige Lagerstätten in anderen Ländern.

Die gesamte Silberproduktion bis einschließlich 1909 kann auf ca. 330 000 t im Werte von annähernd 50 Milliarden Mark geschätzt werden. Von dieser Menge kommt auf Mexiko etwas mehr und auf das übrige Zentral- und Südamerika etwas weniger als ein Drittel. Rechnet man hierzu schätzungsweise die Hälfte der bisherigen Produktion der Vereinigten Staaten und diejenige Ungarns, den größten Teil von Japan und einen Teil von Spanien u. s. w., so ergibt sich, daß annähernd zwei Drittel der bisherigen Weltsilberproduktion von tertiären Gängen herstammen. Beschränkt man sich auf die letzten Jahre, so erhält man etwas über die Hälfte, vielleicht 55 Proz.

Von allen Erzlagerstättengruppen ist also die junge Gold-Silbergruppe die geologisch wichtigste in bezug auf Silberproduktion. Wegen der außerordentlich reichen Konzentration der Silbererze auf vielen dieser Gänge (siehe unter anderen S. 25—26) und den sich daraus er-

[1]) Bei Frankreich dürfte für die Jahre 1891—1895 und vielleicht auch für einige andere importiertes Erz mitgerechnet sein.

gebenden niedrigen Gestehungskosten haben die tertiären Gänge im wesentlichen den Preis des Silbers bedingt, also auch den Preisfall in den letzten Jahrzehnten mit veranlaßt, soweit er nicht auf die Einführung der Goldwährung in vielen Ländern zurückzuführen ist.

Vergleicht man die tertiären Gänge mit den alten Silber- oder Silber-Bleierzgängen (sächsisches Erzgebirge, Přibram, Harz, Kongsberg u. s. w.), so zeigt sich die geringe Bedeutung der letzteren. Am relativ reichsten ist das neu entdeckte Feld von Temiskaming in Kanada. Einschließlich dieses Distriktes liefern die alten Gänge etwa 15 Proz. — in den letzten Jahren etwas mehr — der Weltsilberproduktion.

Ein bedeutender Teil der Silbermenge, nämlich ca. 10 Proz., stammt von metasomatischen Lagerstätten, die in der Hauptsache Blei-Zinkerze führen. Die Kontaktlagerstätten liefern schätzungsweise nur annähernd 5 Proz.

Auch unter den Kupfererzgängen gibt es einige recht silberreiche wie Butte, Montana, wo in den letzten Jahren rund 250 t Silber jährlich gewonnen wurden. Im ganzen dürften alle silberhaltigen Kupfererzgänge der Welt etwa 7,5 Proz. der Gesamtproduktion ausmachen. — Bekannt ist der Silbergehalt des Mansfelder Kupferschiefers mit einer jährlichen Produktion von ca. 100 t Silber, also nicht ganz 2 Proz. der Weltproduktion. Ungefähr ein Zehntel der Gesamtproduktion wird als Nebenprodukt bei Kupferhütten gewonnen.

Schließlich sind noch die lagerförmigen Schwefelkiesvorkommen wie z. B. das am Rammelsberg, die intrusive Kiesgruppe und andere zu erwähnen.

Der durchschnittliche Anteil, den die verschiedenen Erzlagerstättengruppen in der letzten Zeit an der Weltsilberproduktion hatten, ist annähernd folgender:

Junge Silber-Goldganggruppe	ca. 55 Proz.
Alte Silber-Bleiganggruppe	„ 15 „
Metasomatische Blei-Silber-Zinkerzgruppe	„ 10 „
Kupfererzganggruppe	„ 7,5 „
Kontaktlagerstätten	„ 5 „
Kupferschiefergruppe	nicht ganz 2 „
Andere Lagerstättengruppen	eine geringe Menge.

Wenn auch die Zahlen dieser Uebersicht nur ungefähre sind, so ergeben sie doch einwandfrei die große Bedeutung der jungen tertiären Gänge für die Silberproduktion der Welt.

Die Alte Blei-Silber-Zinkerzganggruppe.

Wie bei den meisten Erzgängen lassen sich auch hier in vielen Fällen Beziehungen zwischen der Gangfüllung und Eruptivgesteinen, bezw. tektonischen Störungen nachweisen, und zwar dürften die Lagerstätten

durch Minerallösungen gebildet sein, welche als Gefolgeerscheinung des Durchbruches älterer Eruptivgesteine auftraten.

Was die Verbreitung und Bedeutung dieser Ganggruppe anbelangt, so gehören ihr bei weitem die meisten aller überhaupt in der Erdrinde aufsetzenden Erzgänge an.

In bezug auf die Form unterscheidet man einfache und zusammengesetzte Gänge im Sinne Cottas. Während die ersteren nur eine geringe Mächtigkeit aufweisen, sind die letzteren durch bedeutende Breite, die mitunter 100 m überschreitet, ausgezeichnet und gerade die bedeutendsten Blei-Silber-Zinkerzanhäufungen finden sich auf zusammengesetzten Gängen.

Die streichende Ausdehnung der Blei-Silber-Zinkerzgänge ist recht verschieden. Es gibt einerseits kleine Spaltenfüllungen von wenigen Dezimetern Länge und anderseits Gänge, die auf mehrere Kilometer aushalten.

Wenn auch die Erzführung im allgemeinen bei allen Gängen eine ziemlich unregelmäßige ist, so unterscheiden sich doch prinzipiell die einfachen Gänge von den zusammengesetzten dadurch, daß — abgesehen von der Zusammensetzung der Lösung und dem eventuellen Einfluß des Nebengesteins, die bei den einfachen Gängen hauptsächlich in Frage kommen — bei den zusammengesetzten Gängen die ursprüngliche Verteilung der großen Nebengesteinsbruchstücke in der Gangzone eine wesentliche Rolle spielt. Man ist hier bei Aufsuchung und Verfolgung der Gänge noch viel mehr dem Zufall überlassen, als bei den einfachen Gängen, da es kein Gesetz über den Wechsel von Ganggestein und Erz gibt. Daher kommt es, daß die auf zusammengesetzten Gängen bauenden Gruben häufig umfangreiche Aufschlußarbeiten im tauben Gestein treiben müssen, um eine neue Erzkonzentration — hier häufig als Erzkammer bezeichnet — aufzufinden.

Die primär unregelmäßige Verteilung der Erzmittel in den Gangplatten hat den Erzbergbau ganzer Distrikte in Mißkredit gebracht.

Die Tiefenerstreckung der Gänge ist ebenfalls sehr schwankend. Es gilt nur der bekannte Satz, daß Gänge mit großer streichender Erstreckung in der Regel auch große Erstreckung nach der Tiefe zeigen.

An der Tagesoberfläche prägen sich die Gänge je nach ihrer Ausfüllung mehr oder weniger aus. Ist viel Quarz vorhanden, so können sie Wälle bilden, die später zusammenbrechen und deren Trümmer das Streichen des Erzganges angeben.

Besteht die Gangfüllung, wie das häufiger der Fall ist, hauptsächlich aus schiefrigem Material, in welchem sich die Erze als Einsprengung oder in Form von Trümern finden, so weicht sie in bezug auf die Härte nicht wesentlich vom Nebengestein ab, der Gang ist dann häufig nur durch seine rotbraune fahle Farbe an der Oberfläche bemerkbar und tritt bei mächtigeren oberflächlichen Schuttbildungen nicht hervor.

Die Erze der Blei-Silber-Zinkerzgänge sind in der Hauptsache Bleiglanz, Zinkblende und Schwefelkies, während die übrigen Sulfide und besonders die Sulfosalze zwar häufig vorhanden sind, in der Regel aber

zurücktreten. Charakteristische Gangarten sind bald vorzugsweise Quarz, bald vorzugsweise Karbonspäte, Schwerspat u. s. w. Spateisenstein kommt in einigen Ganggebieten häufig vor und wird, worauf bereits im allgemeinen Teil bei den Erzen hingewiesen wurde, in den Fällen, wo er eine erhebliche Rolle spielt und ein wichtigeres Verkaufsprodukt darstellt, als Erz bezeichnet, während er in den meisten anderen Fällen eine bei der Aufbereitung häufig lästige Zugabe bildet, die der Bergmann dann als Gangart auffaßt.

Namentlich die Verwachsung von Spateisenstein mit Zinkblende ist schwierig, da beide Erze nicht auf wäßrigem Wege getrennt werden können, so daß dann die magnetische Aufbereitung eintreten muß.

Eine auffallend bedeutende Rolle spielen bei diesen Gängen die Ganggesteine. Das Wesen der zusammengesetzten Gänge im Sinne von Cottas bringt es mit sich, daß häufig der größte Teil der Gangmächtigkeit von Gestein gebildet wird, welches durch die Minerallösungen, die später die Zwischenräume teilweise mit Erz ausfüllten, mehr oder weniger charakteristisch umgewandelt worden ist. Auf Grund derartiger Umwandlungsprozesse stellte Lindgren seine Ganggruppen auf (Bd. I, S. 133), die wissenschaftlich weitgehendes Interesse bieten.

Handelt es sich um Sandsteine oder um Grauwacken, so ist meistens eine Verquarzung bemerkenswert. Komplizierter sind die Veränderungen der Schiefermassen. Die häufig sehr mächtigen Schollen von Schiefermaterial können durch die Lösungen und den Gebirgsdruck derartig umgewandelt werden, daß sie kaum noch Aehnlichkeit mit dem ursprünglichen Gestein zeigen.

Auch die Form der einfachen Spalte ist abhängig von der Beschaffenheit des Nebengesteins; während sie im Sandstein und in der Grauwacke meist glatt aufriß, zersplitterte sie häufig in den Schiefern. Es entstand so im Streichen eine Trümerzone, die oft eine Ausbauchung des Ganges bildet.

Durch die Gebirgsbewegungen und die Minerallösungen können die Schiefermassen derartig verändert sein, daß sie aus einer Unmenge von Quetschlinsen bestehen, die nach allen Richtungen von mit Erzen oder mit Gangart ausgefüllten Trümern durchzogen werden. Man bezeichnet diese höchste Umwandlungsstufe als Gangtonschiefer.

Die Verwachsung der Erze ist auf den Gängen der in Frage stehenden Ganggruppe abwechslungsreicher als bei anderen Gängen. Wir finden, ohne häufig die Ursache ergründen zu können, bald die vollkommensten Beispiele der ebenen und konzentrisch-lagenförmigen Verwachsung (Oberharz), bald überwiegend massige Verwachsung (Gänge des Bergischen Hügellandes), und endlich gibt es eine Reihe von Fällen, wo die einzelnen Bestandteile der Gangfüllung derartig innig miteinander vermengt sind, daß man sie mit bloßem Auge kaum unterscheiden kann.

Wie bei der Besprechung der Strukturformen hervorgehoben wurde, ist die Verwachsung von wesentlichem Einfluß auf die Aufbereitungskosten; gerade bei den Blei-Zinkgängen muß man doppelt hierauf achten, weil in

Gegenden, wo reine Blei- oder reine Zinklagerstätten auftreten, Gänge mit inniger Verwachsung beider Erze häufig unbauwürdig sind.

Bei der Besprechung der Strukturformen haben wir darauf hingewiesen, daß, abgesehen von den primären Verwachsungen sekundäre sogenannte Pseudoverwachsungen dadurch entstehen können, daß ein wiederholtes Aufreißen der Gangspalten Platz greift und jüngere Schwermetallösungen eindringen.

Die für die Blei-Zinkerzlagerstätten besonders charakteristischen Ringelerze (Bd. I, Fig. 126) sind dadurch entstanden, daß sich um ein Zentrum, welches eventuell von einem Gesteinsbruchstück gebildet sein kann, Lagen verschiedener Erze in Rinden absetzen. Jede vom Zentrum entferntere Lage ist dann jünger als die etwas nähere. Wir finden aber auch eine seltenere Form der Ringelerze dadurch gebildet, daß ursprünglich z. B. um einen Schieferkern abwechselnde Lagen von Spateisenstein und Quarz auftraten, in denen später der Spateisenstein durch Bleiglanz oder Zinkblende metasomatisch verdrängt wurde.

In manchen Fällen kann man den Nachweis, ob die eine oder die andere Art der Ringelerzbildung vorliegt, dadurch erbringen, daß man durch Präparation festzustellen sucht, ob die an der Grenze einer Sulfidrinde auftretenden Kristallflächen, die ursprünglich nach dem Innern des Hohlraumes gerichtet waren, dem Sulfid selbst angehören oder einem verdrängten Mineral entliehen sind.

Aus diesen Erwägungen geht hervor, daß bei diesen Gängen das verschiedene Alter der einzelnen Teile der Gangfüllung eine erhebliche Rolle spielen kann. Es lassen sich mitunter mehrere Etappen der Gangfüllung unterscheiden, die in bezug auf das Alter weit auseinander liegen können.

Von großer Wichtigkeit für die Untersuchung der Blei-Silber-Zinkerzgänge sind die primären und sekundären Teufenunterschiede.

Unsere Erfahrungen über primäre Teufen sind noch wenig zahlreich, indessen zeigt der Bergbau in Freiberg, im Oberharz und im Bergischen Hügellande, daß es gewisse Gesetzmäßigkeiten gibt[1]). In den wenigen Fällen, wo Blei-Silber-Zinkerzgänge einen geringen Zinngehalt aufwiesen, war er in den obersten Teufen konzentriert, und darunter folgten die zinnfreien sulfidischen Blei- und Zinkerze. Derartige Gänge haben einen „zinnernen Hut".

Bei Blei und Zink macht man häufiger die Erfahrung, daß Blei eine höhere primäre Teufe als Zink darstellt. Man findet dann in der Nähe der Tagesoberfläche vorzugsweise Bleiglanz, darunter eine Zone Bleiglanz und Zinkblende, bis in größerer Tiefe die Zinkblende mehr und mehr überwiegt. Derartige Gruben sind also in ihrer ersten Betriebsperiode Bleierzgruben, werden dann später Blei- und Zinkerzgruben, bis sie endlich fast ausschließlich Zinkerz liefern.

Ein solcher primärer Wechsel der Erzführung muß aus der Produk-

[1]) P. Krusch, Eine neue Systematik primärer Teufenunterschiede. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, S. 129.

tion einer Reihe von Jahren hervorgehen. Es genügt aber dann nicht, daß man die Gruben eines Distriktes als Ganzes betrachtet, sondern man muß sorgfältig Grube für Grube bearbeiten und darauf achten, daß bei ungleichmäßigem Abbau oder bei Bearbeitung verschiedener Lagerstätten durch eine Verwaltung nur diejenigen Teile der Gesamtförderung berücksichtigt werden, die einer bestimmten Lagerstätte und den entsprechenden Teufen angehören.

Interessant ist die Spateisensteinteufe auf den Blei-Zinkerzgruben. In einigen Fällen findet man unter der Zinkerzteufe Spateisenstein, so daß man berechtigt ist, dieses Erz bezw. die Gangart als eine dritte primäre Teufe oder, wenn man Zinn hinzurechnet, eine vierte anzunehmen. Es wird allerdings bei den Gängen des Bergischen Hügellandes von Dr. Schulz (Glückauf 1910) mit Recht behauptet, daß Spateisenstein auch in oberen Teufen auftritt und nur deshalb nicht auffällt, weil er gegen Bleiglanz und Zinkblende wesentlich zurücktritt und unter den Verkaufsprodukten der betreffenden Gruben keine Rolle spielt. Selbst wenn aber die Menge des Spateisensteins nach der Teufe nicht zunimmt, steht immerhin fest, daß unter der Zinkerzzone eine Zone folgen kann, die sich durch ihre fast ausschließliche Spateisensteinführung von den beiden oberen unterscheidet.

Auf die primären Teufenunterschiede ist auch die Beschaffenheit des Nebengesteins oft von wesentlichem Einfluß. Bei der Besprechung der Form der Gänge machten wir auf die Verschiedenheit in Sandsteinen und Grauwacken einerseits und Schiefern anderseits aufmerksam. Diese verschiedene Form mußte auf die Zirkulation der Schwermetallösungen in den Spalten von Einfluß sein. Während sie in dem offenen Hohlraum in der Grauwacke ungehindert vor sich ging, während hier also immer neues Schwermetallmaterial an die einzelnen Punkte gelangte, wurde den Lösungen in der Zersplitterungszone der Schiefer der Weg mehr oder weniger verlegt. Wir finden deshalb auffallend häufig reiche Erzführung in den Grauwacken und Sandsteinen, während in den Schiefern sehr oft Vertaubung eintritt. Denckmann konnte beispielsweise diesen Nachweis in dem Ramsbecker Erzgebiet führen. Dieser Unterschied hat gewöhnlich nichts mit dem geologischen Alter der Schichten zu tun, sondern beruht ausschließlich auf mechanischen Ursachen.

Man muß sich überhaupt hüten, aus derartigen Beobachtungen zu weitgehende Schlüsse zu ziehen. Wenn beispielsweise ein Schichtenkomplex vorzugsweise aus Grauwacken besteht, ein anderer älterer oder jüngerer dagegen hauptsächlich aus Schiefer, so ist mancher Beobachter leicht geneigt das verschiedene geologische Alter der Schichten für die Verschiedenheit der Erzführung verantwortlich zu machen, ohne daran zu denken, daß das Alter keine Rolle zu spielen braucht, sondern ausschließlich der verschiedene petrographische Charakter.

In ganz vereinzelten Fällen macht man übrigens bei den Blei-Silber-Zinkerzgängen die umgekehrte Erfahrung, daß die edlen Erze vorzugsweise im Schiefer, die geringeren in den Sandsteinen auftreten. Man

muß sich also vor Verallgemeinerungen hüten und jeden Gangdistrikt individuell behandeln.

Diese primären Teufenunterschiede sind von großer Wichtigkeit, wenn es gilt Schlüsse auf die Erzführung in der Tiefe und im weiteren Fortstreichen des Ganges zu ziehen.

Auch die s e k u n d ä r e n Teufenunterschiede bedürfen bei den Blei-Silber-Zinkerzgängen noch einer kurzen Erörterung, wenn sie auch gelegentlich der Besprechung der Blei-, Silber- und Zinkerze (Bd. I, S. 75—77) bereits im allgemeinen auseinandergesetzt wurden.

Wie wir in dem allgemeinen Teil bei der Besprechung der Blei- und Zinkerze ausführten, werden Bleiglanz und Zinkblende in der Oxydationszone in die bekannten oxydischen Blei- und Zinkerze umgewandelt. In der Zementationszone findet aber keine Anreicherung des Blei- bezw. Zinkgehaltes statt, mutmaßlich deshalb, weil die beiden genannten Sulfide bereits die schwermetallreichsten sind, die die Natur überhaupt kennt. Die Zementationszone unterscheidet sich vielmehr von der primären Zone durch den reichlichen Edelmetallgehalt, der sich hier auf den Klüften und der Oberfläche meist in Form gediegener Metalle konzentriert, während er in der primären Teufe gewöhnlich nur spärlich vorhanden ist.

Die sekundären Teufenunterschiede sind also für die Blei- und Zinkführung unerheblich und spielen nur in bezug auf den Silbergehalt eine Rolle.

Auf den Blei-Silber-Zinkerzgängen sind die drei Schwermetalle Blei, Zink und Silber in vielen Fällen aufs engste miteinander vergesellschaftet. Diese Metallkombination ist von der größten Wichtigkeit für die Gestaltung der drei Metallmärkte. Wird beispielsweise mehr Silber gebraucht, so ist die Produktionssteigerung nur möglich, wenn man gleichzeitig mehr Blei und mehr Zink produziert, und ähnlich liegen die Verhältnisse bei den beiden anderen Metallen. Während also bei den Einzelmetallen wie z. B. Platin, Gold, Zinn und Kupfer eine sorgfältige Regulierung der Produktion erreichbar ist, sind dem Berg- und Hüttenmann bei der Metallkombination Blei-Zink-Silber die Hände mehr oder weniger gebunden.

Der S i l b e r g e h a l t findet sich in sehr wechselndem Verhältnis in den primären Erzen, indessen gilt ganz generell der Satz, daß Silber sich lieber mit Blei als mit Zink vergesellschaftet. Während Bleiglanz mit bis 500 g Silber in der Tonne auf den Gängen recht häufig ist, begnügt sich die Zinkblende in der Regel mit bis zu 50 g pro Tonne. — Im übrigen kann man aber innerhalb der genannten Grenzen jeden möglichen Silbergehalt in den beiden Erzen finden. Da Silber eine Beimischung darstellt, sind die silberreichen Erze meist — a b e r n i c h t i m m e r — feinkörnig oder dicht, während die silberarmen oder freien häufig grobkristallin auftreten. Der Unterschied macht sich bei Bleiglanz wegen des höheren Silbergehaltes mehr geltend als bei der Zinkblende. Bei der Anwendung dieser Regel muß man aber darauf achten, ob die Erze aus der primären Zone stammen, denn in der Zementationszone kann der grobkristalline Bleiglanz ebenso silberreich sein als der feinkristalline. Hier war ja der Bleiglanz bereits kristallisiert, als er ausfällend auf die Silberlösung einwirkte.

Die Silbergehalte der Zementationserze sind auf den Blei-Silber-Zinkgängen außerordentlich verschieden, sie können viele Kilogramm pro Tonne betragen. Während man im Dünnschliff im primären Bleiglanz und in der primären Zinkblende gewöhnlich kein Silber beobachten kann, ist es in den silberreichen Zementationserzen meist in der Form des Gediegen Silbers auf den vielen Spaltflächen des Bleiglanzes und der Zinkblende als feiner Ueberzug zu erkennen.

Nach den vorherrschenden Gangarten und Erzen bzw. Erzkombinationen werden die alten Blei-Silber-Zinkerzgänge in ähnlicher Weise wie die jungen Gold-Silber-Bleierzgänge in eine Reihe von Gangformationen gruppiert:

1. Edle Kalkspatgänge mit überwiegend Kalkspat, etwas Quarz, Schwerspat, Flußspat u. s. w. mit edlen Silbererzen; Bleiglanz und Zinkblende fehlen oder sind nur spärlich vorhanden.
2. Karbonspätige Bleigänge mit Kalkspat (Braunspat), mitunter etwas Manganspat, Quarz u. s. w. An Erzen treten namentlich Bleiglanz und Zinkblende neben seltenen Silbererzen auf.
3. Barytische Blei- und Silbergänge mit Schwerspat neben Quarz, Kalkspat, Flußspat und mit Bleiglanz und Zinkblende; häufig auch eine geringe Menge von edlen Silbererzen.
4. Edle Quarzgänge mit hauptsächlich Quarz neben edlen Silbererzen und wenig Bleiglanz, Zinkblende u. s. w.
5. Kiesige oder kiesig-quarzige Bleigänge mit Quarz als wichtigster Gangart, Bleiglanz, Zinkblende und verschiedenen Kiesen; edle Silbererze fehlen entweder ganz oder sind nur spärlich vorhanden.
6. Eisenspätige Gänge mit viel Spateisenstein neben Quarz; Haupterze sind Bleiglanz und Zinkblende.
7. Silber-Kobaltgänge mit edlen Silbererzen; Bleiglanz und Zinkblende sind selten; arsenidische Kobalt- und Nickelerze treten auf. Für einige ist das Vorkommen von Gediegen Wismut, für andere von Uranerzen charakteristisch. Diese Gänge bilden also den Uebergang zu den weiter unten besprochenen.
8. Silber-Kobalt-Uran- und Kobalt-Urangänge.

Diese Systematik läßt sich nach den neueren Forschungen nicht streng durchführen, da die verschiedensten Uebergänge der einzelnen Formationen auftreten können und die primären Teufenunterschiede die Gangfüllungen erheblich beeinflussen, so daß die verschiedensten primären Teufen heute zutage anstehen können. Gleiche mineralogische Zusammensetzung braucht nicht durch gleiches Alter und gleiche Genesis bedingt zu sein.

Die bestbekannten Beispiele der edlen Kalkspatgänge sind Kongsberg und St. Andreasberg.

Die wichtigsten Repräsentanten der karbonspätigen Bleigänge dürften die edlen oder braunspätigen Bleigänge Freibergs sein, bei denen edle Silbererze verhältnismäßig stark vertreten sind; hierher gehören z. B. auch viele der Clausthaler Gänge.

Auch die barytischen Blei-Silbergänge und die edlen Quarzgänge sind bei Freiberg typisch entwickelt. Im allgemeinen sind aber alte Quarzgänge mit überwiegend edlen Silbererzen neben wenig Bleiglanz, Zinkblende u. s. w. ziemlich selten, während sie unter den jungen tertiären vorherrschen. Hier handelt es sich wahrscheinlich um primäre Teufenunterschiede im größten Maßstabe.

Wie bei den tertiären Gängen gezeigt wurde, wird das Silber vorzugsweise in der Nähe der Erdoberfläche abgesetzt, während in größerer Tiefe Bleiglanz und Zinkblende häufig überwiegen. Nun ist die obere Zone bei den alten Gängen im allgemeinen durch die Denudation abgetragen, so daß heute durchgängig bedeutende ursprüngliche primäre Teufen vom Bergbau ausgebeutet werden. Die Wahrscheinlichkeit, alte Quarzgänge mit edlen Silbererzen zu finden, ist also eine sehr geringe.

Die kiesigen oder kiesig-quarzigen Bleigänge sind am häufigsten. Auf ihnen ist Quarz vorwiegende Gangart; Karbonspäte, Schwerspat, Flußspat u. s. w. fehlen entweder vollständig oder sie sind nur spärlich vorhanden. Außer Bleiglanz und Zinkblende, die in wechselndem Verhältnis auftreten, findet man häufig viel Schwefelkies (seltener Magnetkies), Arsenkies, etwas Kupferkies und zahlreiche andere geschwefelte Erze. Auf einigen Gängen kommen Fahlerz, Rotgültigerz und andere edle Silbererze vor, die auf anderen Gängen fast völlig fehlen. Unter den vielen Gangformationen Freibergs sind die kiesigen Bleigänge zweifellos die wichtigsten, sie sind auch im übrigen sächsischen Erzgebirge am stärksten vertreten. Man kann wohl mit Recht behaupten, daß die größte Zahl der Erzgänge der Welt zu den Blei-Zinkerzgängen und unter ihnen wieder der höchste Prozentsatz zu den kiesigen Bleigängen gehört.

Auf vielen der bisher besprochenen Gänge fehlt Eisenspat vollständig, auf zahlreichen anderen tritt er in sehr geringer Menge auf. Auf sehr wenigen Vorkommen ist er derart reichlich, daß man von eisenspätigen Blei-Zinkgängen sprechen kann. Sie sind namentlich im rheinischen Schiefergebirge typisch entwickelt. Seltener ist diese Gangart bei den tertiären Lagerstätten wie z. B. bei Mazarron und Carthagena.

Auf den meisten Gängen fehlen Nickel und Kobalt vollständig. Diese Erscheinung kommt beim Hüttenprozeß darin zum Ausdruck, daß in den Schmelzprodukten die beiden Schwermetalle entweder gar nicht oder nur in Spuren vorhanden sind. Auf wenigen anderen Gängen finden sich dagegen Kobalt und Nickel reichlicher, so daß man allmählich zu den Silber-Kobaltgängen hinüber geleitet wird. Hier lassen sich eine größere Anzahl von Unterabteilungen aufstellen. Meist ist die Kobaltmenge größer als die Nickelmenge (siehe die arsenidischen Kobalt-Nickelerzgänge). Auf einzelnen der Silber-Kobaltgänge (Annaberg in Sachsen, Temiskaming in Kanada) fehlt Wismut so gut wie vollständig. Auf anderen (Schneeberg) sind Gediegen Wismut und Wismuterze dagegen recht reichlich, so daß man eine besondere Silber-Kobalt-Wismut- oder Kobalt-Wismutformation ausge-

schieden hat (siehe die Besprechungen der obererzgebirgischen Erzreviere und von Temiskaming).

Die alten Blei-Silber-Zinkgänge sind im allgemeinen durch ihre Goldfreiheit oder Goldarmut charakterisiert. Eine, wenn auch wenig bemerkenswerte Ausnahme bilden einige Gänge der alten Quarz- und der kiesig quarzigen Bleiformation wie der Bergmannstroster Gang von Altenberg in Niederschlesien, wo Arsen- und Kupferkies reichlich auftreten und das Gebiet von Svenningdal im nördlichen Norwegen, dessen Gänge denjenigen der kiesigen Bleiformation Freibergs recht ähnlich sind. Die aufbereiteten Erze der edlen Quarzgänge Freibergs haben 0,5 bis 8 g Gold pro Tonne.

Quecksilber kommt auf einigen der hierher gehörigen Lagerstätten in minimalen Mengen vor, so z. B. bei Kongsberg (geringer Quecksilbergehalt im Gediegen Silber). — Zinnober wird auf einigen Gängen als mineralogische Seltenheit erwähnt, bei Clausthal kommt er zusammen mit Amalgam, Gediegen Quecksilber und Selenquecksilber in winziger Menge vor. Gänge mit Quecksilberfahlerz neben Silbererzen treten an einzelnen Stellen auf (Bd. I, S. 452) (Brixlegg und Schwaz in Tirol, Bosnien u. s. w.), sie sind aber im allgemeinen selten und wenig wichtig, so daß es zwischen den Blei-Silber-Zinkgängen und den eigentlichen Quecksilbervorkommen eine fast scharfe Grenze gibt.

Auf den meisten Blei-Silber-Zinkgängen fehlt Zinn vollständig; es läßt sich in der Regel nicht einmal in Spuren in den Hüttenprodukten der Silberwerke nachweisen. In geringer Menge findet es sich ausnahmsweise bei Přibram (S. 197) und auf den kiesig-quarzigen Bleigängen von Freiberg (S. 163). Die Zinnbegleitmineralien wie Wolframit und Scheelit wurden ab und zu als mineralogische Seltenheit auf einigen unserer Gänge angetroffen (Bd. I, S. 419). Die Grenze zwischen den Zinn- und Blei-Silber-Zinkgängen ist aber nicht nur in bezug auf die Mineralkombination, sondern auch in bezug auf das Nebengestein scharf (Bd. I, S. 419). Diese scharfe Trennung schließt aber nicht aus, daß beide Arten von Gängen bisweilen in denselben Gebieten auftreten (Cornwalldistrikt und sächsisch-böhmisches Erzgebirge) (Bd. I, S. 430 bezw. S. 421). Die Zinnsteingänge sind hier die ältesten und die verschiedenen Blei-Silber-Zinkerz-Gangformationen entstanden in späteren Perioden der lange Zeiträume hindurch dauernden erzbildenden Tätigkeit.

Schwefelkies ist auf allen Gängen vorhanden; auf einigen wie bei Kongsberg und Andreasberg kommt zum Teil gutkristallisierter Magnetkies vor. Eisenglanz wurde als mineralogische Seltenheit nachgewiesen, dagegen scheint Magneteisen völlig zu fehlen. Besonders auf den kiesigen Bleigängen sind die Eisenverbindungen reichlich vertreten, in der Regel führen die Lagerstätten aber mehr Blei und Zink als Eisen.

Kupferkies fehlt fast nie, spielt aber meist eine ganz untergeordnete Rolle. Auf diese Frage gehen wir bei den Kupfererzgängen nochmals näher ein.

Was das Verhältnis von Silber zu Blei anbelangt, so ist bei Kongs-

berg Silber in annähernd doppelt so großer Menge als Blei vertreten. Auf den meisten „edlen" Gängen findet man 1 Teil Silber auf 2—10 Teile Blei (siehe die Freiberger Statistik S. 169).

Es gibt alle Uebergänge zwischen den Silbergängen und den Bleierzgängen mit wenig Silber. Nach einer fast fünfzigjährigen Statistik lieferte der Freiberger Bergbau, der das Hauptgewicht auf die relativ silberarmen Kies- und Bleigänge legt, Erze mit durchschnittlich einem Teil Silber auf 105—175 Teile Blei. Die kiesigen Bleigänge allein dürften 250—300mal soviel Blei als Silber aufweisen. Hieran schließen sich zahlreiche noch silberärmere Gänge mit bis 1000mal soviel Blei als Silber. Bemerkenswert ist aber, daß die Gänge nur selten ganz silberarmen Bleiglanz führen und daß der Silbergehalt der Bleierzgänge im allgemeinen viel reichlicher ist als derjenige der metasomatischen Lagerstätten.

Zinkblende und Bleiglanz treten auf den Gängen stets zusammen auf und zwar findet man im ganzen mehr Blei als Zink, wenn sich auch, wie S. 146 näher erörtert wurde, das Verhältnis in der Tiefe häufig umkehrt.

Auf einigen Gängen treten in geringen Mengen borhaltige Silikate auf, z. B. auf den edlen Kalkspatgängen von Kongsberg etwas Axinit und auf den Gängen von Andreasberg Datolith. Turmalin scheint dagegen völlig zu fehlen. Mitunter kommen Chlorit, Adular, Albit, Epidot, Strahlstein und andere Silikate vor; Rhodonit und Manganspat sind bisweilen reichlich, ersterer besonders auf den edlen Gängen.

Als Seltenheit findet man Witherit und Strontianit — Schwerspat ist bekanntlich häufig — und der Barium-Zeolith Harmotom ist sogar für einige Gänge charakteristisch. Apatit wurde auf einigen der alten Blei-Silber-Zinkgänge als große mineralogische Seltenheit und in minimaler Menge angetroffen, er fehlt aber auf den meisten Lagerstätten vollständig. Auch in dieser Beziehung ist also der Unterschied zwischen den Blei-Silber-Zinkgängen einerseits und den Zinngängen anderseits ein bedeutender.

Die Phosphorsäure, die in dem Bleiphosphat und anderen Phosphaten der Oxydationszone der alten Gänge vorkommt, rührt von der Auslaugung des Nebengesteins her. Selen- und Tellurverbindungen kommen als mineralogische Seltenheit vor.

Die alten Blei-Silber-Zinkgänge treten besonders in alten Schichten bis einschließlich zur Kulmformation auf, sie sind im Oberkarbon schon seltener und in der Trias, im Jura und in der Kreide vereinzelt; im Tertiär werden sie im wesentlichen von den Gängen der jungen Gruppe abgelöst. — Das Alter des Nebengesteins gibt indessen nur eine untere Grenze für das Alter der Erzgänge an. Wie S. 8 ausgeführt wurde, bedarf die Feststellung des Alters der Gangfüllung genauester Untersuchungen.

Die Gangformationen erwiesen sich im allgemeinen unabhängig von der Petrographie des Nebengesteins. In Freiberg treten alle Formationen mit ihrer mineralogisch so verschiedenen Ausfüllung in demselben Gestein, nämlich im Gneis auf und — um einige weitere Beispiele anzuführen — die edlen Silber-Kalkspatgänge in Kongsberg haben archäische Glimmer- und Hornblendeschiefer, in Andreasberg devonische Kieselschiefer und Grauwacken, bei Silver Islet algonkische Schiefer und Gabbro als Nebengestein.

Die barytischen Bleigänge treten bei Freiberg im Gneis, bei Sarrabus in Sardinien im Tonschiefer und Granit und bei Bleiberg in Kärnten in triadischen Kalksteinen auf. Die kiesig-quarzigen Bleigänge durchsetzen bei Freiberg und Kuttenberg in Böhmen Gneis, bei Linares und La Touche in Spanien Granit und bei Svenningdal[1]) im nördlichen Norwegen Kalksteine mit zwischengelagerten weniger mächtigen Glimmerschiefern.

Die Erzgänge finden sich häufig in Gebieten mit bedeutenden tektonischen Störungen und die Gangspalten sind in vielen Fällen Verwerfungsklüfte mit beträchtlicher Sprunghöhe (Bd. I, Fig. 50).

Die meisten der Erzgangfelder liegen in nächster Nähe von Eruptivgesteinen oder innerhalb derselben. Dalmer hat z. B. die lokale Verknüpfung der Erzgangdistrikte des sächsischen Erzgebirges mit den Granitgebieten nachgewiesen. Indessen gibt es — in ähnlicher Weise wie bei den tertiären Gold-Silbergängen — keine genetische Beziehung zu irgendeinem bestimmten Eruptivgestein. Es dürfte sich vielmehr um eine allgemeine genetische Abhängigkeit zwischen eruptiver und erzgängebildender Tätigkeit handeln. Die Erzgänge wurden durch Schwermetalllösungen gebildet, welche als Gefolgeerscheinungen der eruptiven Tätigkeit auftraten.

Viele Erzgänge sind bis zu erheblicher Tiefe unter der jetzigen Oberfläche aufgeschlossen, so Přibram bis 1100 m, Kongsberg bis 900, Freiberg bis 700 m, Clausthal bis ca. 900 m, Andreasberg bis ca. 820 m.

Berücksichtigt man außerdem die Oberflächenabtragungen, welche in langen geologischen Zeiträumen ganz bedeutende Beträge erreichen, so kann man annehmen, daß die Blei-Zinkerzgänge bis zu etwa 4 km unter der Erdoberfläche zur Zeit der Erzgangbildung bekannt sind.

Die Tatsachen, daß die Ausfüllung der Gänge im allgemeinen von der Beschaffenheit des Nebengesteins unabhängig ist, daß sie meist mit tektonischen Störungen verknüpft sind, in der Nähe von Eruptivgesteinen auftreten und daß ihre Erzführung mutmaßlich bis zu mindestens etwa 4 km Tiefe reicht, berechtigen den Schluß, daß das stoffliche Material der alten Silber-Blei-Zinkgänge aus der Tiefe stammt. Es dürften in dieser Beziehung sowohl als auch in bezug auf die chemische Natur der Lösungen dieselben Gesichtspunkte gelten, welche wir bei den tertiären Gängen erörterten.

Gerade bei der vorliegenden Ganggruppe werden häufig Erzanreicherungen an und in der nächsten Nähe von Gangkreuzen beobachtet. In anderen Fällen sind die Erze besonders an den Schnittflächen der Gangspalten mit bestimmten Gesteinen konzentriert. Hier handelt es sich um den Einfluß des Nebengesteins auf die Ausfüllungen.

Auf die wirtschaftliche Bedeutung der alten Blei-Silber-Zinkgänge gehen wir an anderen Stellen ein. Es genügt hier der Hinweis, daß sie in den letzten Jahren etwa 15 Proz. der Weltsilberproduktion (S. 143), etwa 33 Proz. der Weltbleiproduktion und etwa 11—14 Proz. der Weltzinkproduktion lieferten.

---

[1]) J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, S. 1—8.

Das Silbervorkommen von Kongsberg in Norwegen.

Literatur.

Th. Kjerulf und T. Dahll, Kongsbergs Erzdistrikt, Nyt Mag. f. Naturw. XI, 1861. — C. F. Andresen, Ueber die Gangformationen zu Kongsberg. Verhandl. d. 10. Sitz. d. skandin. Naturforscher 1868. — Th. Hiortdahl, Ueber güldiges Silber zu Kongsberg. Nyt Mag. f. Naturw. XVI, 1869. — G. Rolland, Mémoire sur la géologie de Kongsberg. Ann. d. Mines, Paris, Sér. 7, XI, 1877. — A. Helland, Ueber den Betrieb des Kongsberg-Silberwerkes (historisch). Arch. f. Mathem. und Naturw. X, 1886. — Ths. Münster, Ueber die Kongsberger Mineralien. Nyt Mag. f. Naturw. XXXII, 1892. — Chr. A. Münster, Ueber die Zusammensetzung des Kongsberger Silbers und über einen Sekundärprozeß bei seiner Bildung. Nyt Mag. f. Naturw. XXXII, 1892. — Derselbe, Kongsberg-Erzdistrikt. Ges. d. Wiss. zu Kristiania 1894, I, 1 (hierin ausführliche Zusammenstellung der älteren Literatur). — P. Krusch, Das Kongsberger Erzrevier (nach obiger Arbeit Münsters). Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896. — J. H. L. Vogt, Ueber die Bildung des gediegenen Silbers, besonders des Kongsberger Silbers durch Sekundärprozesse aus Silberglanz u. s. w. und ein Versuch zur Erklärung der Edelheit der Kongsberger Gänge an den Fahlbandkreuzen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899. — Staatliche Kommissionsberichte von 1835, 1865, 1885 und 1903. — Private Mitteilungen von C. Bugge, auf dessen später erscheinende Monographie über das Kongsbergfeld hingewiesen wird.

Kongsberg, 80 km westlich von Kristiania, liegt in einem archäischen Gebiet, das namentlich aus Gneisen und Granitgneisen, verschiedenen Gabbrogesteinen und Hornblendeschiefern, mehreren Glimmer- und Chloritschiefern u. s. w. aufgebaut wird. Das früher als grauer Gneis bezeichnete Gestein von Kongsberg ist ein gepreßter Granit (Natrongranit). Es kommt auch an mehreren Stellen gepreßter roter, an Mikroklin reicher Granit vor.

Unter den Gabbrogesteinen sind namentlich Olivinhyperit (Olivingabbro mit ophitischer Struktur), Gabbro und Norit vertreten.

Erwähnenswert sind außerdem Varietäten des Gabbros wie Uralitgabbro, Flasergabbro, Flaserquarzgabbro und Gabbroschiefer, Amphibolit und Amphibolitschiefer (siehe die Karte Bd. I Fig. 65, S. 46). Die Glimmer- und Chloritschiefer treten ziemlich spärlich auf. Untergeordnet ist eine größere Anzahl von wenig mächtigen Diabas- und Diabasporphyritgängen.

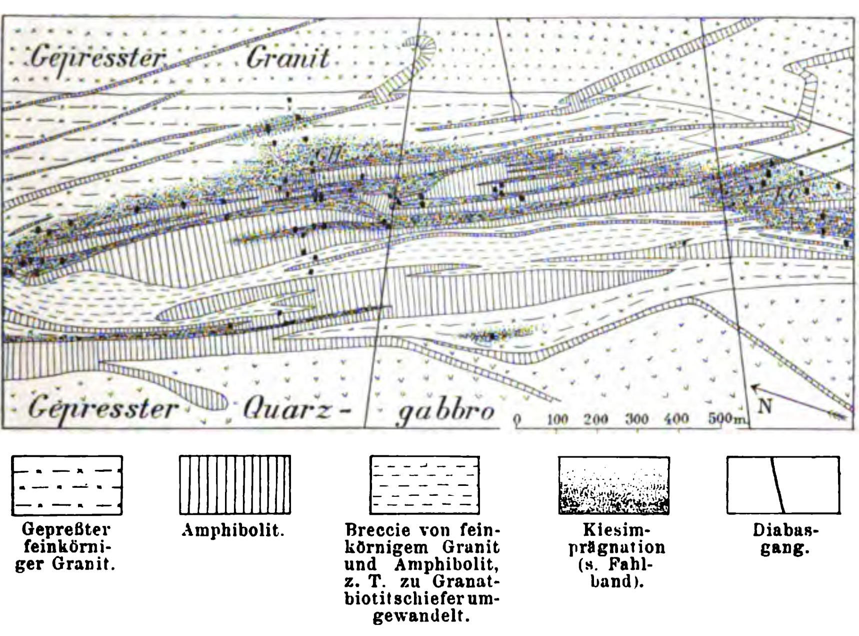
Das herrschende Streichen der kristallinen Schiefer Kongsbergs ist Nord 10° West, das Fallen meist 70—80° nach Ost. Häufig sind die Kongsberger kristallinen Schiefer und unter diesen hauptsächlich die Hornblende- und Glimmer-Chloritschiefer, aber auch die gepreßten und stark schiefrigen Granite durch eine in der Regel außerordentlich feine lagenförmige Einsprengung von Magnet-, Schwefel- und etwas Kupferkies gekennzeichnet. Es entstehen dadurch die Kongsberger Fahlbänder (siehe den besonderen Abschnitt über diese Lagerstättengruppe).

Die Kiesführung ist in der Regel sehr gering, da sie nur ein oder einige Prozent beträgt, wenn sie auch örtlich etwas höher werden kann. Ueber die Verbreitung der Fahlbänder siehe die jetzt übrigens veraltete Karte Bd. I, Fig. 65, S. 46, außerdem Bugges neue Karte, Fig. 39. Die Kiesführung geht mitunter auch etwas in den nur relativ schwach gepreßten grauen Granit hinein. Aus diesem Umstande und der Beobachtung, daß

die Kiestrümer häufig die sekundäre Schichtung des Granites durchqueren, hat Vogt den Schluß gezogen, daß der Kies der Fahlbänder intrusiv ist (Bd. I, S. 336).

Die Kongsberger Erzgänge sind Kalkspatgänge mit vorzugsweise Gediegen Silber, welche die Schiefer verqueren und lokal innerhalb der Fahlbänder edler werden.

Das weitaus wichtigste Erz ist Gediegen Silber in Draht-, Moos- oder Plattenform und nur ganz ausnahmsweise in Kristallen. Gelegentlich findet man Blöcke von bedeutender Größe (Maximalgewicht 500 kg). Bisweilen zeichnet sich das Silber durch einen kleinen und wechselnden



KG = Kongens-Grube. GH = Gottes Hilfe in der Not-Grube.

Fig. 39. Geologische Karte eines Teils des Overberget. (Von C. Bugge zur Verfügung gestellt.)

Quecksilbergehalt aus, der selten 2 Proz. erreicht, meist aber unter $^1/_2$ Proz. zurückbleibt. Auffallend klein ist der Goldgehalt des Gediegen Silbers, er beträgt in den meisten Gruben durchschnittlich 0,002—0,005 Proz. Güldiges Silber ist auf besonderen, übrigens Quarz führenden Gängen als mineralogische Seltenheit gefunden worden. Neben dem Gediegen Silber kommt Silberglanz in bisweilen sehr großen Blöcken von bis über 100 kg Gewicht vor; im ganzen liefert er nur etwa ein oder einige Prozent der gesamten Silberproduktion. — Nur sehr selten hat man Gangpartien angetroffen, die auf kurzer Erstreckung überwiegend Silberglanz neben wenig Gediegen Silber, oder beide Mineralien ungefähr in gleichem Verhältnis führen.

Rotgültigerz ist eine große Seltenheit, und andere edle Silbererze wie Stephanit sind nur vereinzelt gefunden worden. Zinkblende, Bleiglanz

(silberarm), Kupferkies, Schwefelkies und Magnetkies kommen nur in sehr geringer Menge auf den Gängen vor.

Das Gediegen Silber Kongsbergs ist nach Vogts Auffassung zum größten Teil keine Primärbildung, sondern sekundär aus Silberglanz, ausnahmsweise auch aus Rotgültigerz entstanden. Man findet Gediegen Silber häufig in Drähten, Zähnen u. dgl. auf Silberglanz aufgewachsen, bisweilen sogar mit kleinen Silberglanzkügelchen auf den Drahtspitzen (Bd. I, Fig. 140, S. 120). Dies läßt sich, wie schon G. Bischof[1]) und später auch andere Forscher nachgewiesen haben, nur durch eine sekundäre Entstehung erklären, nämlich durch eine Einwirkung von Sauerstoff, Wasserstoff oder Wasserdampf u. s. w. auf etwas erwärmten Silberglanz ($3\,Ag_2S + 2\,H_2O = 6\,Ag + 2\,H_2S + SO_2$) (Mineralbildung Bd. I, S. 120).

Nicht selten findet man in der nächsten Nähe des Silbers etwas Kohlenstoff, der wohl auf einer Reduktion durch Kohlenwasserstoff beruhen kann ($2\,Ag_2S + CH_4 = 4\,Ag + 2\,H_2S + C$), vergl. H. Höfer[2]).

Die meisten Drähte zeigen allerdings keine Spur von Silberglanz. Ihre gewundene und kanellierte, nach der Spitze sich verjüngende Form ist jedoch identisch mit der Form von Drähten, bei denen man die Entstehung aus Silberglanz nachgewiesen hat. Nach Vogt handelt es sich um eine analoge Bildung; der Unterschied ist nur, daß der Silberglanz in einigen Fällen teilweise, in anderen dagegen vollständig umgewandelt wurde. Die Umwandlung ereignete sich hauptsächlich vor und während des Absatzes der ältesten Kalkspatgeneration.

Das wichtigste Gangmineral ist Kalkspat, in zweiter Linie folgt Flußspat — beide häufig in schönen Kristallen — und Quarz. Erwähnenswert sind weiter Schwerspat, Axinit, Adular, Albit, Chlorit, Bergkork und Prehnit mit verschiedenen Zeolithen (Apophyllit, Desmin, Stilbit, Harmotom, Laumontit). Außerdem kommt Anthrazit (nach einer Analyse von Helland mit 95,5 Proz. Kohlenstoff, 1,9 Proz. Wasserstoff und 2,2 Proz. Sauerstoff) häufiger vor und gilt als günstiges Zeichen für die Silbererzführung. Der Kalkspat findet sich oft in mehreren Generationen, Flußspat und Quarz meist in zweien.

Die Altersfolge ist häufig folgende: auf eine erste Quarzgeneration folgen die meisten Sulfide, darunter auch die Hauptmenge des Silberglanzes. Ungefähr gleichaltrig mit diesen ist der ältere Kalkspat, dann bildeten sich Flußspat mit Adular, Albit und Schwerspat, verschiedene Kalkspäte und schließlich Zeolithe, Schwefelkies und die jüngste Kalkspatgeneration. Der Silberglanz und die Umbildung des Silberglanzes zu Gediegen Silber gehören einer der ersten Bildungsphasen an.

Die Erzgänge sind meist wenig mächtig — papierdünn bis 10 cm — selten erreichen sie mehr als 33 cm. Sie streichen vorzugsweise westsüdwestlich, also annähernd senkrecht zum Streichen der kristallinen Schiefer. Häufig treten mehrere vergesellschaftete Parallelgänge oder Trümer auf. Wenige sogenannte Schichtungsgänge stimmen mit den Schiefern im Streichen überein.

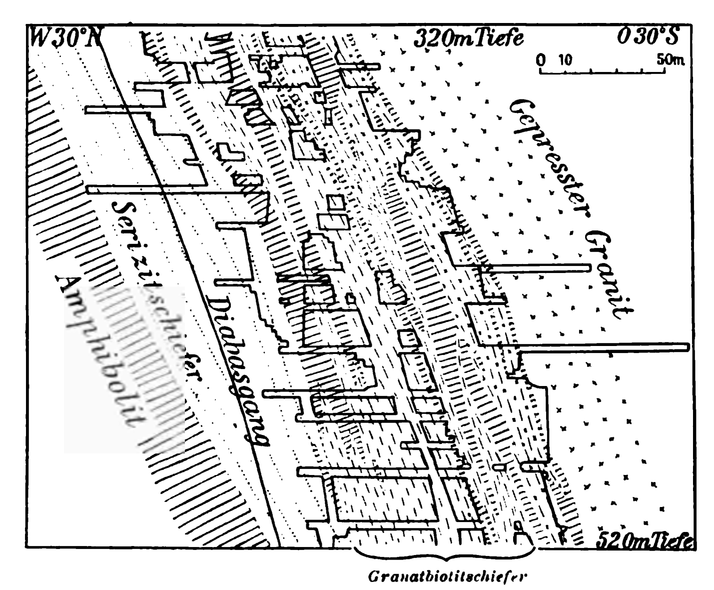
---

[1]) Poggendorfs Ann. 60, 1843.

[2]) Höfer, Erdölstudien, Wiener Akad. Verh. 1902.

Nach einer über hundertjährigen Erfahrung ist die Silberführung der Kongsberger Gänge ausschließlich oder fast ausschließlich auf diejenigen Teile der Gangflächen beschränkt, wo die Gangspalten die Fahlbänder durchschneiden (Fig. 40) oder bei „Schichtungsgängen" den Fahlbändern entlang folgen. Die gewöhnlichen, die Fahlbänder verquerenden Gänge setzen auch in die benachbarten kiesfreien Gesteine hinein, sind aber hier nach unserer bisherigen Erfahrung silberarm bezw. silberleer, da die Silberführung nur 5, höchstens 10 m außerhalb der Fahlbandzone fortsetzt.

Die zwei wichtigsten Grubenfelder sind Overberget (Oberberg)



Die in derselben Weise wie in Fig. 39 bezeichneten Gesteine sind vom Liegenden zum Hangenden: Amphibolit, Serizitschiefer, Granatbiotitschiefer und feinkörniger, gepreßter Granit, die drei letzteren in gewissen Zonen mit Kiesimprägnation und mit Amphibolit wechsellagernd; gepreßter Granit im Hangenden. — Die abgebauten Gangflächen geben die silberreichen Teile der Gangfläche an.

Fig. 40. Saigerriß des reichsten Teiles der Kongens-Grube, zwischen 320 und 520 m Tiefe. (Nach C. Bugge.)

und Unterberget (Unterberg) unmittelbar west- bezw. östlich einer 10 km langen und 1—1,5 km breiten nordsüdlich streichenden Zone von gepreßtem grauem Granit[1]).

Die Fahlbandzonen in der Wechsellagerung von Glimmer-, Chlorit-, Hornblendeschiefer nebst Amphiboliten und stark gepreßten Graniten oder Gneisgraniten im Westen und Osten des langen Granitfeldes erreichen bei Overberget eine Mächtigkeit von 150—300 m und bei Unterberget von 100—200 m. In dieser Gesamtmächtigkeit sind in der Regel nur einige Schichten oder Bänder kiesführend (Fig. 39). Die horizontale Erstreckung der Silberführung auf jedem einzelnen Gang ist ziemlich kurz und beträgt auf den reichsten jetzt abgebauten Partien der Kongens-

[1]) Siehe Vogts Karte, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, S. 6 und die Karte Bd. I, Fig. 65, S. 46. — Das hier als „Mittelbergsband" bezeichnete Gestein ist gepreßter grauer Granit.

grube höchstens 80—95 m, auf anderen Gängen nur 20—40 m oder sogar nur 10—20 m. Auf der Durchquerungsfläche ein und desselben Fahlbandes ist die Silbererzführung sehr wechselnd. Feste Regeln lassen sich nicht aufstellen, doch scheinen hier die größten Silbermengen an den Schnittflächen mit bestimmten kiesführenden Schichten aufzutreten. (Siehe z. B. Fig. 40, wo viel Gangfläche mit Silber abgebaut worden ist.) Eine bestimmte Proportionalität zwischen der Kiesmenge eines Fahlbandes und der Silbermenge auf den Gängen ist im allgemeinen nicht nachzuweisen. Ebensowenig findet eine Veredelung an den Gangkreuzen von Kongsberg statt.

Nach Bugge ist ein inniger Wechsel der an der Zusammensetzung der Fahlbandzone beteiligten Gesteine günstig für die Silberführung (Fig. 40). Der Autor macht auch darauf aufmerksam, daß die besten Erzgänge in der Nähe der jedenfalls annähernd parallel den Erzklüften verlaufenden schmalen Diabas- und Diabasporphyritgänge vorkommen. Die Erzgänge von Kongsberg sind jünger als die Gesteine des Grundgebirges und auch jünger als die Diabas- und Diabasporphyritgänge. Bugge hat kürzlich bewiesen, daß die letzteren Gänge in enger Beziehung zu den devonischen Eruptivgesteinen des Kristianiagebietes stehen. Das letztgenannte Gebiet ist bekanntlich von gewaltigen Verwerfungen begrenzt, auf denen an mehreren Stellen Erze zur Ablagerung kamen[1]).

Es wäre also möglich oder sogar wahrscheinlich, daß die Bildung der Kongsberger Gänge in Verbindung mit den gewaltigen Einsenkungen des Kristianiagebietes steht; die Entfernung der südlichsten Gruben Kongsbergs vom Silur des Kristianiagebietes beträgt noch nicht 1 km.

Die nach der Bildung der Gänge einsetzende Denudation kann nach Vogt ca. 3 km betragen. Die tiefste Grube hat hier 900 m, der Erzabsatz reichte also, wenn die obige Schätzung von 3 km richtig ist, in den tiefsten jetzigen Gruben bis zu einer Tiefe von etwa 4 km unter die Oberfläche zur Zeit des Erzabsatzes.

Die Kongsberger Gänge sind normale Erzgänge, die mineralogisch durch das Auftreten des Kalkspats, Flußspats, Magnetkieses, Axinits und der Zeolithe, wie auch durch den Adel der Erzführung nahe verwandt mit den Gängen von St. Andreasberg im Oberharz sind.

Das wesentlich vom Kalkspat begleitete und mit ihm ziemlich gleichaltrige Silbererz kann nur aus wäßriger und allem Anscheine nach kohlensaurer Lösung entstanden sein. Hiermit steht im Einklang, daß Silberkarbonat in kohlensaurem Wasser leicht löslich ist (Bd. I, S. 125).

Die veredelnde Einwirkung der Fahlbänder, die nicht nur bei Kongsberg, sondern auch auf dem kleinen geologisch analogen Hisö bei Arendal beobachtet worden ist[2]), also von genereller Natur zu sein scheint, läßt sich nicht durch Lateralsekretion erklären.

Die Fahlbänder sind vollkommen unzersetzt — Gesteinsmaterial sowohl als Kiese — und so gut wie silberfrei, da die Kiese, die meist nur

[1]) J. H. L. Vogt, Ueber die Erzgänge zu Traag in Bamle, Norwegen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907.

[2]) J. H. L. Vogt, Geol. För. Förh. VIII, 188[illegible].

1—2 Proz. der ganzen Masse betragen, nach Chr. A. Münster nur 0,0003—0,00055 und ausnahmsweise 0,002 Proz. Silber enthalten. Der Silbergehalt des ganzen Fahlbandes kann zu etwa 0,00025 Proz. angenommen werden.

Die Veredelung dürfte dagegen darauf beruhen, daß die Fahlbänder eine Ausfällung aus den auf den Gangspalten zirkulierten Lösungen hervorgebracht haben. Einige Forscher (Durocher 1849, Vogt 1886, Chr. Münster 1894) haben besonders betont, daß die Fahlbänder wegen ihrer Kiesbeimengung die Elektrizität besser leiten als die umgebenden Gesteine, und daß die Ausfällung des Silbers durch die elektrischen Ströme der Erdkruste hervorgerufen sein könnte. Diese Annahme erklärt jedoch nach Vogt (1899) nicht, daß das Silber primär größtenteils als Sulfid abgesetzt wurde.

Vogt (1899) hat die Veredelung an den Fahlbandkreuzen dadurch zu erklären gesucht, daß die auf den Gangklüften zirkulierende kohlensäurehaltige Lösung das Nebengestein angreift. Durch den Kies der Fahlbänder entstand eine ganz geringe Menge Schwefelwasserstoff, welcher die Metalle der Lösung zur Ausfällung brachte. Aus einer verdünnten Lösung von Silber, Blei, Kupfer, Eisen, Zink u. s. w. wird durch sehr wenig H_2S in erster Linie Ag_2S ausgefällt.

Die Silbergänge von Kongsberg verteilen sich über ein etwa 30 km langes, 5—10, örtlich auch bis 15 km breites Gebiet. Die Zahl der Gänge ist außerordentlich groß, wenn auch die meisten von ihnen nur papierdünn sind. Seitdem das Silber 1622 entdeckt wurde, sind zu den verschiedensten Zeiten etwa 150 Gruben im Betriebe gewesen, unter denen die Kongensgrube auf Overberget 1911 900 m Tiefe erreichte. Zwei Gruben, Gottes Gabe und Gottes Hilfe in der Not, haben 700—730 und etwa zehn 300—700 m Tiefe.

Im ganzen wurden bei Kongsberg, dessen Hauptgebiet im Staatsbesitz ist und das seit 1624 ununterbrochen im Betriebe steht — teilweise stellte man es zwischen 1805 und 1815 ein — von 1624 bis 1815 561 177 kg und von 1816 bis Anfang 1909 421 399 kg, zusammen rund 982 000 kg Silber im Werte von 153 Mill. Mark gewonnen. Der Reingewinn, den der Staat von 1830—1890 erzielte, betrug ca. 23 Mill. Mark.

Das reichste Erzmittel hatte man in der Kongensgrube (Fig. 40), wo von 1830 bis 1890 aus 230—600 m Tiefe unter Tage 274 313 kg Silber aus einer Gangfläche von ca. 29 802 qm produziert wurden, also durchschnittlich 9—10 kg Silber pro Quadratmeter Gangfläche. Die allerreichste Partie lieferte in ca. 1200 qm Gangfläche 23 000 kg Silber, also annähernd 20 kg Silber pro Quadratmeter. Nach der Tiefe zu keilte sich diese Erzsäule bei 750—800 m aus, und in den letzten Jahren wurde eine neue sehr reiche auf der Samuelgrube von Unterberget aufgeschlossen.

Gegenwärtig sind vier Gruben auf Overberget und eine auf Unterberget mit einer jährlichen Produktion von ca. 8000 kg Silber und einer Belegschaft von 300 Mann im Betriebe. Seit dem großen Preisfall des Silbers im Jahre 1892/93 haben die Erträge die Unkosten des Betriebes annähernd gedeckt, da die Verluste einiger Jahre durch geringe Reingewinne in anderen beinahe aufgehoben werden. Ungefähr drei Viertel der Produktion enthält

annähernd 70 Proz. Silber und geht direkt zum Feinbrennen. Der Rest wird gegenwärtig aus armen Schliegen durch Extraktion mit Cyannatrium gewonnen.

Das Silbervorkommen von Temiskaming in Kanada.

Literatur.

Willet G. Miller, The Cobalt-Nickel Arsenides and Silver Deposits of Temiskaming, in Report of the Bureau of Mines of Ontario. Toronto, 1905, II u. 1907, II mit geologischen Karten. Hierzu Erläuterungen, zum Teil mit Karten, in den letzten Jahrgängen desselben Reports, namentlich von W. G. Miller. — Visit to Cobalt and Sudbury of the British Association for the Advancement of Science, Aug. 1909. Toronto 1909. — W. Campbell and C. W. Knight, The Paragenesis of the Cobalt-Nickel Arsenides and Silver Deposits of Temiskaming (mikroskopisch-metallographische Studie). Sonderabdruck ohne Quellenangabe ca. 1907.

Die neben Silber namentlich Kobalt führenden Gänge wurden im Jahre 1903 bei dem Bau der Temiskaming and Northern Ontario Railroad entdeckt. Sie liegen im Westen am Nordrande des Temiskamingsees an der Grenze der Provinzen Ontario und Quebec 150 km nordöstlich von Sudbury (Bd. I, S. 287). Der aus alten Gesteinen gebildete Distrikt besteht aus folgenden Schichten:

Am ältesten sind die aus Diabasen, Granitporphyren und Graniten u. s. w. aufgebauten Keewatinschichten, die von dem Unteren Huron mit seinen Konglomeraten, Breccien, Grauwacken und Schiefern in häufig fast horizontaler Lagerung und in einer Mächtigkeit von mindestens 500 Fuß bedeckt werden. Im Hangenden folgen dann das Mittlere Huron mit Konglomeraten, Quarziten u. s. w. und schließlich die mächtigen Diabas-Decken und -Intrusionen des Jüngeren Hurons.

Die steilstehenden und in sehr bedeutender Zahl auftretenden Erzgänge durchsetzen hauptsächlich die Konglomerate und Grauwacken des Unteren Hurons; nur einige finden sich in dem liegenden Keewatin bezw. in den junghuronischen Diabasen.

Im Jahre 1909 war ein ca. 20 qkm großes Gebiet in größerer und geringerer Entfernung von der neuen Stadt namens Cobalt als erzführend bekannt. Die Erzgänge haben im Durchschnitt nur 10—15 cm, ihre Mächtigkeit schwankt im ganzen zwischen Messerrückenstärke und etwas über $^1/_2$ m. Die Ausfüllung besteht aus reichem und kompaktem Erz mit wenig Kalkspat und Quarz als Gangart.

Die wichtigsten Erze sind Gediegen Silber mit etwas Gediegen Wismut und mit Graphit; an Arseniden finden sich Speiskobalt, Kobaltglanz, Chloanthit, Domeykit (Cu_3As) untergeordnet Rotnickelkies (NiAs) und Arsenkies; Dyskrasit (Ag_6Sb) ist häufig. Die Sulfosalze, Pyrargyrit, Proustit und Fahlerz sind ebenso untergeordnet wie die Sulfide Silberglanz, Millerit (NiS), Bleiglanz, Schwefelkies, Zinkblende und Buntkupfererz, dagegen kommen die Arseniate Erythrin und Annabergit (bezw. Kobalt- und Nickelarseniate) recht reichlich in der Nähe des Ausgehenden vor.

Die Zusammensetzung des durch Handscheidung gewonnenen Erzes (354 = I bezw. 537 t = II) geht aus folgenden Analysen hervor:

	I	II
Silber	4,80 Proz.	4,16 Proz.
Kobalt	8,26 „	6,89 „
Nickel	4,74 „	3,09 „
Arsen	34,61 „	30,91 „

Die Erzgänge sind also durch die Metallkombination Silber, Kobalt, Nickel und Arsen gekennzeichnet und zwar überwiegt Kobalt bei weitem Nickel; hierzu gesellen sich etwas Antimon und Wismut. Schwefel ist in geringerer Menge als Arsen vorhanden.

Der bisherige Betrieb beschränkt sich auf die Nähe der Oberfläche, wo Gediegen Silber das Haupterz bildet, und wo dabei auch Antimonsilber, Rotgültigerz, Silberglanz u. s. w. in recht reichlicher Menge verbreitet sind. Gediegen Silber kommt oft in großen Platten oder Blöcken vor, von denen der schwerste bisher gefundene 744 kg wog und etwa 90 Proz. Edelmetall enthielt.

Bei Temiskaming dürfte Gediegen Silber durch sekundäre Prozesse entstanden sein.

Campbell und Knight stellen auf Grund von mikroskopischen Untersuchungen, die sie an den feinkörnigen oder dichten Erzen vornahmen, als Altersfolge fest:

1. Speiskobalt (und Chloanthit) ... (am ältesten),
2. Rotnickelkies,
3. Kalkspat,
4. Silberglanz,
5. Gediegen Silber,
6. Zersetzungsprodukte, wie Erythrin, Annabergit u. s. w.

Das Ausgehende der Gänge ist an erheblichen Mengen von buntgefärbten Kobalt- und Nickelarseniaten und von Asbolan zu erkennen, obgleich die vorglaziale sekundäre Verwitterungszone zum größten Teil während der Eiszeit abgetragen wurde. Aus diesem Grunde und wegen der geringen Menge von Sulfiden ist die bis heute erhalten gebliebene Oxydationszone nur wenige Fuß stark.

Ueber das Verhalten der Gänge nach der Tiefe zu liegen wegen der Kürze des Bergbaues nur spärliche Beobachtungen vor. Man hat noch keine Erfahrung, wie sich die Gänge, von denen die meisten in dem wenig mächtigen Unteren Huron auftreten, in den darunter liegenden Diabasen des Keewatins verhalten werden. Aus der Altersfolge der Mineralien und der Beschreibung der Lagerstätten geht mit großer Wahrscheinlichkeit hervor, daß man gegenwärtig eine sehr reiche Zementationszone abbaut und daß man nur mit großer Vorsicht Schlüsse auf die Silberführung in der Tiefe ziehen darf.

Nach Miller besteht ein genetischer Zusammenhang zwischen den Erzgängen und den späthuronischen Diabaseruptionen derart, daß die aus der Tiefe und zwar eventuell aus den basischen Magmaherden stammenden Erzlösungen mutmaßlich die letzten Nachklänge der eruptiven Tätigkeit sind.

Die wirtschaftliche Bedeutung des Temiskaming- oder Kobaltdistriktes ergibt sich aus folgender Statistik:

	Anzahl Gruben	Produktion				Gesamtwert in Dollars
		Silberinhalt in Unzen	Kobaltinhalt in t	Nickelinhalt in t	Arsenik in t	
1904	4	206 875	16	14	72	136 217
1905	16	2 451 356	118	75	549	1 473 196
1906	17	5 401 766	321	160	1 440	3 764 113
1907	28	10 023 311	739	370	2 958	6 301 095
1908	30	19 437 875	1 224	612	3 672	9 284 869
1909	31	25 897 825	1 533	766	4 294	12 617 580
1910	41	30 645 181	1 098	604	4 897	15 603 455
Summe:	167	94 464 189	5 049	2 601	17 891	49 180 525

Von dem Gesamtwert der Jahre 1904—1910 kommen 48 368 333 Dollars auf Silber (bisher Gediegen Silber als Haupterz) und der Rest, also noch nicht 2 Proz., auf die übrigen Metalle. Wirtschaftlich ist also das Gebiet vor allem ein Silberfeld.

Nach nur siebenjährigem Betriebe hat Temiskaming rund 2900 t Silber geliefert, also mehr als Freiberg im ganzen 19. Jahrhundert und über die Hälfte der gesamten Silberproduktion Freibergs oder des Comstocks.

Nach der Schätzung des Münzdirektors der Vereinigten Staaten betrug die Weltsilberproduktion im Jahre 1910 217,8 Mill. Unzen; Temiskaming lieferte hiervon rund 14 Proz.

Der Erzdistrikt ist zweifellos der silberreichste aller bisher bekannten, zur alten Ganggruppe gehörigen.

Die als Nebenprodukt gewonnenen Kobalterze decken fast den gesamten Weltkonsum und haben den bedeutenden Preissturz bewirkt, welcher den Blaufarbenmarkt der Welt in den letzten Jahren vollkommen ruinierte.

Einen ähnlichen Einfluß übte das hier als Nebenprodukt gewonnene Arsenik auf den Arsenmarkt aus.

Silber-Kobaltgänge mit Gediegen Silber als Haupterz, finden sich außerdem ca. 800 km westlich von Temiskaming, bei

Silver Islet am kanadischen Ufer des Lake Superior.

Literatur.

E. D. Ingall, Ann. Rep. Geol. Surv. Canada 1887. Mit einer Zusammenstellung der älteren Abhandlungen. Dabei mehrere Abschnitte in den oben (S. 160) zitierten Arbeiten von W. G. Miller, siehe auch Kemp, Ore Deposits.

Auch die Erzgänge von Silver Islet und mehreren benachbarten Stellen, in der Nähe von Port Arthur, sind im wesentlichen Kalkspatgänge, mit Gediegen Silber als Haupterz und mit untergeordneten Kobaltarsenerzen. Seltener sind Silberglanz, einige Sulfosalzerze, Gediegen Wismut, Domeykit u. s. w., Nickelerze sind außerordentlich spärlich. Bemerkenswert ist der reichliche Graphit (!) auf den Gängen.

Die Silbermenge der Gänge ist bei diesen Lagerstätten nicht mit derjenigen im Temiskaminggebiet zu vergleichen.

Die im Jahre 1868 in Betrieb genommene Grube Silver Islet, welche man bereits in den 1880er Jahren wieder einstellte, lieferte für $3^1/_4$ Mill. Dollars Silber entsprechend ca. 100 t. Rechnet man einige benachbarte Gruben hinzu, so betrug der Gesamtwert der Silberproduktion 4 770 000 Dollars.

Die Gänge von Silver Islet setzen in der Animikiestufe der algonkischen Schiefer und in einem mächtigen Gabbro- oder Noritgang auf und zwar waren sie bis zu der erreichten Tiefe von 375 m nur erzführend an der Schnittfläche mit dem Gabbro.

Hier scheint es sich also um eine Analogie mit Kongsberg zu handeln. Auf beiden Lagerstätten ist das Haupterz Gediegen Silber, eine weitere Aehnlichkeit besteht in dem bemerkenswerten Kohlenstoffgehalt und zwar bei Silver Islet Graphit, bei Kongsberg Anthrazit, dagegen fehlen bei Kongsberg die Kobaltmineralien.

Die Metallkombination von Temiskaming: Silber, Kobalt, Arsen, etwas Nickel und Wismut, ist am ähnlichsten derjenigen der Gänge bei Annaberg in Sachsen, bei Joachimsthal in Böhmen und bei Chalanches in der Dauphiné. Es besteht außerdem eine gewisse Aehnlichkeit zwischen Temiskaming und Schneeberg, indessen findet sich hier relativ mehr Wismut, während der Silbergehalt zurücktritt.

Silver Islet bildet einen Uebergang zwischen Kongsberg einerseits und Annaberg-Joachimsthal anderseits.

Die Gänge des sächsisch-böhmischen Erzgebirges.

Das Freiberger Revier.

Literatur.

J. F. W. v. Charpentier, Mineral. Geographie der chursächsischen Lande 1778. — H. Müller, Die Erzlagerstätten nördlich und nordwestlich von Freiberg. Cottas Gangstudien I, S. 101, 1847. — W. Vogelgesang, Die Erzlagerstätten südlich und südöstlich von Freiberg. Cottas Gangstudien II, S. 19, 1848. — H. Müller und B. R. Förster, Gangstudien aus dem Freiberger Revier. Freiberg 1869. — H. Müller, Die Freiberger Erzlagerstätten in Freibergs Berg- und Hüttenwesen, II. Aufl., 1893, S. 32. — Derselbe, Die Erzgänge des Freiberger Bergrevieres. Monographie der geologischen Spezialkarte von Sachsen, mit vollständigem Literaturverzeichnis (umfassend Arbeiten von A. G. Werner, J. C. Freiesleben, S. A. W. v. Herder, F. C. v. Beust, B. v. Cotta, v. Weissenbach, Th. Scheerer, A. Breithaupt, A. Weisbach, G. Bischof, A. W. Stelzner, Cl. Winkler und vielen anderen). Leipzig 1901. — C. Gäbert, Die geologischen Verhältnisse des Erzgebirges in: Das Erzgebirge von Professor Dr. Zemmrich und Dr. C. Gäbert. Landschaftsbilder aus dem Königreich Sachsen. Bd. 2. 1911.

Das Freiberger Revier ist ein umfangreicher Erzdistrikt, der nicht nur die nähere Umgebung von Freiberg und Brand, sondern auch die Vorkommen von Oederan, Bräunsdorf, Bieberstein-Nossen, Oberreinsberg, Dittmannsdorf u. s. w. umfaßt (Fig. 41 und die südlich anstoßende Fig. 42).

Es bildet in tektonischer Beziehung eine Kuppel, welche aus den beiden Hauptgruppen der erzgebirgischen Gneisformation, nämlich dem

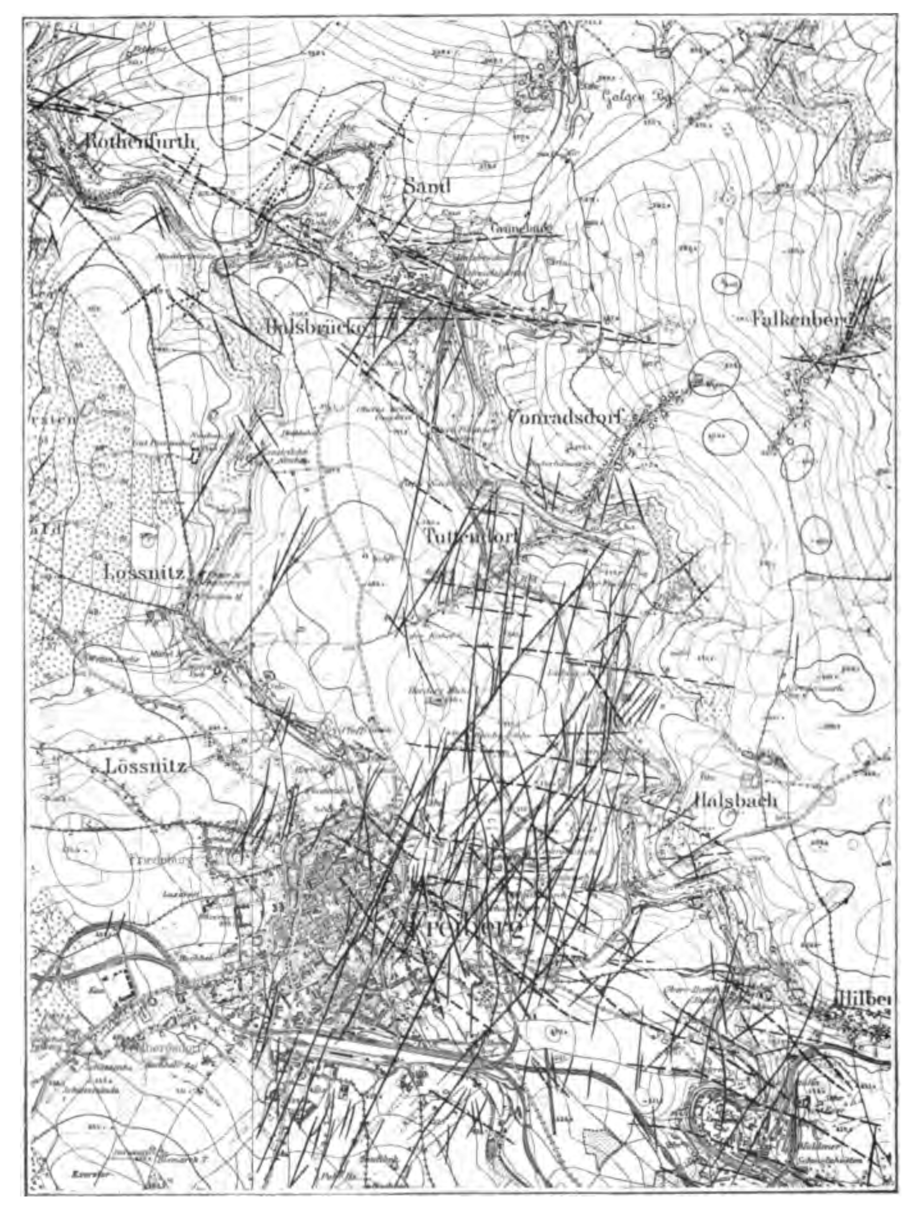


Fig. 41. Uebersichtskarte des Freiberger Gangreviers (Gegend von Freiberg).

älteren oder grauen Gneis (= Biotitgneis) und dem jüngeren oder roten Gneis (= Muskovitgneis) gebildet wird.

Die tiefsten Horizonte des grauen Gneises bestehen aus dem Freiberger Biotitgneis, einem grobschuppigen und ausgezeichnet plattigen Gestein, welches die weitere Umgebung von Freiberg aufbaut und sich über Dip-

poldiswalde, Glashütte nach Nollendorf und Graupen erstreckt. Der Freiberger Gneis ist ein **E r u p t i v g n e i s**, welcher allmählich in ein



Fig. 42. Uebersichtskarte des Freiberger Gangreviers (Gegend von Brand).

vollkommen granitisch struiertes Gestein mit fremden Einschlüssen übergeht. Nach dem Hangenden wird der ältere Gneis feinkörnig schuppig. Bemerkenswert sind die Lagergänge typischer Augengneise in der oberen Abteilung der älteren Gneise.

Die jüngere oder rote Gneisformation des Erzgebirges hat in ihrem

Zentrum auch kuppelförmigen Bau, indessen bildet der rote Gneis langaushaltende, schichtähnliche oder flach linsenförmige Gesteinskörper, die sich sowohl in den tiefsten Freiberger Horizonten, als auch in der wesentlich jüngeren Glimmerschieferformation finden. Man faßt sie als Lakkolith bezw. lagerartige Intrusion eruptiven Charakters auf.

Innerhalb der erzgebirgischen Gneisformation treten neben den eruptiven Gliedern in den oberen Horizonten zahlreiche lagerartige Einschaltungen von Sedimentgestein auf, und zwar Kalkstein, Grauwacken, Konglomerate, Quarzite, Glimmerschiefer, phyllitähnliche Gesteine und Granatglimmerfels. Diese Einlagerungen sind als im Gneis schwebende Schollen aufzufassen, die von einem Schiefergebirge herrühren, welches ursprünglich die gesamte Gneisformation überdeckte (Profil Fig. 43).

An diese Kuppel eruptiver Gneise lehnen sich Sedimentgesteine, welche in der Nähe des Granites hochgradig zu dem inneren Kontakthof umgewandelt sind, der aus Glimmerschiefer und Granatglimmerfels

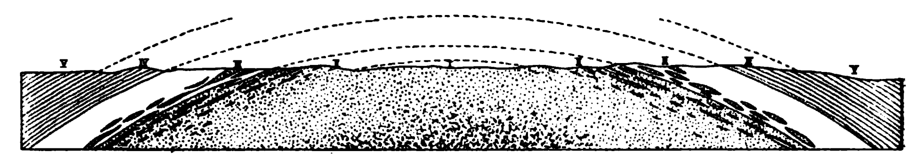


Fig. 43. Schematisches Profil nach G ä b e r t durch eine Gneiskuppel (Granitgneislakkolith). I. Zentraler Teil der durch Denudation bloßgelegten Kuppel, frei von Schollen des Schieferdaches. II. Mantelzone mit im Gneis schwebenden konkordant der Bankung orientierten Schollen des Schieferdaches. Die Schollen hochkontaktmetamorph. III, IV und V durch Intrusion des Gneislakkolithen aufgewölbtes Schieferdach der Gneiskuppel = Schieferformation mit mannigfaltigen Einlagerungen und zwar III innerer Kontakthof-Zone der Glimmerschiefer und Granatglimmerfelse mit lagerartig zwischen ihre Schichten injiziertem Gneismaterial (Gneise, Gneisglimmerschiefer). Die durch die Eruption der jüngeren (roten) Gneisformation erfolgte nochmalige Injizierung des inneren Kontakthofes (Lager von rotem Gneis) sowie die Intrusion des letzteren in die Gneiskuppel selbst, sind auf dem Profil nicht dargestellt. IV. Aeußerer Kontakthof = Zone der Quarz- und Albitphyllite und der weiter im Hangenden liegenden glimmerigen Phyllite. V. Unveränderte, nur in ihren liegenden Komplexen schwach metamorphosierte Schiefer lokal mit kambrischen Fossilresten.

besteht, zwischen denen lagerartig injiziertes Gneismaterial (in Form von Gneis und Gneisglimmerschiefer) vorkommt. Es folgt dann nach außen der äußere Kontakthof als Zone der Quarz- und Albitphyllite, die nach dem Hangenden zu in glimmerige Phyllite übergehen. Das jüngste Glied bilden unveränderte, nur im Liegenden schwach metamorphosierte Gesteine, die sich nach ihrer Fossilführung als zum Cambrium gehörig erweisen.

Die Erzgänge stellen Ausfüllungen meist steil einfallender Spalten dar, an denen das Nebengestein mehr oder weniger stark umgewandelt ist.

Vom Freiberger Revier ging die wissenschaftliche Erzlagerstättenforschung überhaupt aus. Hier stellte W e r n e r seine Gangtheorien auf, und hier wurden die G a n g f o r m a t i o n e n erkannt, d. h. die Eigentümlichkeit der Gänge einzelner Reviere von verschiedenem geologischem Alter verschiedenem Streichen und verschiedener Ausfüllung. Diese zweifellos für Freiberg sichere Erkenntnis ist leider zu sehr verallgemeinert worden. Wenn sich auch derartige verschiedenaltrige Gangformationen für einzelne Reviere aufstellen lassen, so sind bei anderen Gangdistrikten abweichendes Streichen und abweichende Ausfüllung keine ausschlaggebenden Beweise für verschiedenes Alter der Gänge.

Im Freiberger Revier sind über 1100 Gänge bekannt, welche durch ihren Silbergehalt den Ruf von Freiberg begründeten. Dem Streichen nach unterscheidet der Freiberger Bergmann:

Stehend Gänge .	h	12—3	(bis NNO)
Morgengänge . .	h	3—6	(bis NOO)
Spätgänge . . .	h	6—9	(bis OSO)
Flache Gänge .	h	9—12	(bis SOS)

Man kennt bei Freiberg eine ältere und eine jüngere Gruppe von Gangformationen, die sich sowohl in bezug auf ihre Ausfüllung, wie auch in bezug auf ihre Bildungszeit scharf unterscheiden. So hat man beispielsweise noch nie in einem Gang der jüngeren Gruppe Arsenkies, Chlorit, Molybdänglanz, Zinnerz oder zinnerzhaltige schwarze Zinkblende beobachtet. Die Gruppen sind:

I. Die ältere: 1. Die edle Quarzformation. Ausfüllung: a) Erze: edle Silbererze (Silberglanz, Rotgültigerz, Silberschwärze, Gediegen Silber, silberreicher Schwefel- und Arsenkies). b) Gangarten: besonders Quarz und Hornstein.

2. Kiesige Blei- und Kupferformation. Ausfüllung: a) Erze: Schwefelkies und Markasit, Bleiglanz, Zinkblende, Arsenkies, Kupferkies. b) Gangart: Quarz.

3. Edle oder braunspätige Bleiformation. Ausfüllung: a) Erze: Silberreicher Bleiglanz, Zinkblende, Rotgültigerz und Gediegen Silber, Schwefelkies, Fahlerz, Silberglanz. b) Gangarten: Quarz, Braunspat und Manganspat.

4. Kupferformation. Ausfüllung: a) Erze: Schwefelkies, Kupferkies, Kupferglanz und Buntkupfererz. b) Gangart: Quarz.

Zu dieser älteren Gruppe gehören auch die Bd. I, S. 421 beschriebenen Zinnsteingänge, die aber im Freiberger Revier nur in kleiner Anzahl und ohne wirtschaftliche Bedeutung sind.

II. Die jüngere: 1. Barytische Blei- und Silberformation. Ausfüllung: a) Erze: Bleiglanz, Kupferkies, Schwefelkies und Markasit, Zinkblende, Wurzit, wenig Bournonit. b) Gangarten: Schwerspat, Flußspat, Quarz oder Hornstein.

2. Eisen- und Manganformation. Ausfüllung: a) Erze: entweder Roteisen und Eisenglanz oder Brauneisen, Gelbeisenerz und Psilomelan. b) Gangart: im ersteren Falle Quarz, im letzteren Falle Baryt und Letten.

Die Streichrichtung der Gänge ist im großen und ganzen eine doppelte, nämlich eine nordnordöstliche bei der Mehrzahl der kiesigen Blei- und der edlen Quarzgänge, und eine westnordwestliche bei den meisten barytischen Bleigängen; die edlen Bleigänge streichen sowohl nordnordöstlich als westnordwestlich.

Es hat den Anschein, als ob der Silberreichtum der Gänge vor allen Dingen an die grauen Gneise gebunden ist und als ob sie beim Eintreten in den roten Gneis und in die Glimmerschiefer ärmer würden oder vertaubten.

Die Gänge der edlen Quarzformation erstrecken sich über ein ca. 22 km langes Gebiet von Oederan bis Nossen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0,1 und 1 m, und ihr Streichen ist, wie z. B. bei Neue Hoffnung Gottes und Alte Hoffnung Gottes bis mehrere Kilometer weit nachgewiesen worden. Man kennt sie bis ca. 460 m Tiefe.

Die kiesig-blendigen Blei- und die Kupfererzgänge treten namentlich in der Nähe von Freiberg bei Halsbrücke, Berthelsdorf, Brand und Erbesdorf auf. Hierher gehört der auf 4 km Länge und bis 400 m Tiefe aufgeschlossene Hohe Birke-Stehende und der auf Grube Himmelfahrt gebaute Rotegrube-Stehende mit über 5 km Länge und 400 m Tiefe. — Der Bleiglanz dieser Gänge hat häufig 70—80 Proz. Blei bei 0,2—0,3 Proz. (2000—3000 g) Silber. — Kupferkies ist auf den kiesigen Bleigängen in der Regel sehr spärlich vertreten. Die schwarze Zinkblende, die für diese Gänge besonders charakteristisch ist, führt (nach Stelzner und Schertel) mikroskopische Einschlüsse von Zinnsteinkristallen. Auch wurden als große Seltenheit makroskopischer Zinnstein und Wolframit nachgewiesen.

Die Gänge der edlen oder braunspätigen Bleiformation finden sich namentlich bei Brand und Erbesdorf und haben meist nur 600—1000 m Länge bei einer durch den Bergbau aufgeschlossenen Tiefe von bis 600 m. — Der Bleiglanz dieser Gänge hat 75—85 Proz. Blei und 0,4—0,6, seltener bis 2 Proz. Silber (4—20 kg Silber).

Bemerkenswert ist die Uranpecherzführung dieser Gänge, auf welche wir S. 206 zurückkommen. Als Seltenheit fand man auf diesen Gängen 1885 Argyrodit, in welchem Cl. Winkler im Jahre 1886 das Germanium entdeckte.

Die barytische Bleiformation weist ca. 200 im Gneis und Glimmerschiefer auftretende Gänge bei Großschirma, Halsbrücke, Falkenberg, Hilbersdorf und Oederan auf. Ihre Mächtigkeit beträgt 0,45—4 m; die streichende Länge kann sehr bedeutend sein, so hat beispielsweise der Halsbrücker-Spat 8 km Länge bei 400 m bekannter Tiefe.

Man unterscheidet bei dieser Formation zwei Untergruppen, nämlich: die typische barytische Bleiformation mit Kupferkies und Schwefelkies und die Formation der „Edlen Geschicke“ oder Silber-Kobaltformation, welche durch das allerdings beschränkte Auftreten edler Silbererze ausgezeichnet ist. Auf diesen Gängen findet sich selen- und vanadinhaltiges Uranpecherz.

Bemerkenswert weiter ist Markasit mit einem Thalliumgehalt von 0,5—0,75 Proz.

Die Eisenerzformation hatte nie einen bedeutenden Ruf. Sie wird beispielsweise durch einige Gänge im Gebiete des roten Gneises bei Niederseifenbach im Oberen Flöhatale und durch einen Gang im Granitporphyr bei Holzhau u. s. w. repräsentiert.

Die Silber- und Bleigänge Freibergs mit besonders Schwerspat, Braunspat und Manganspat sind durch Lagenstruktur, mit zahlreichen gut kristallisierten Mineralien, charakterisiert. Diese Lagenstruktur tritt aber bei den Gängen mit Quarz als wichtigstes Gangmineral mehr zurück.

Die reichsten Erzmittel Freibergs finden sich vorzugsweise an den Gangkreuzen.

Leider ist der altberühmte Bergbau von Freiberg, wo die bedeutendsten Gruben eine Tiefe von über 600 m erreichten, infolge des Auffindens gewaltiger Silbererzlagerstätten besonders in Amerika und des damit verbundenen Sinkens des Silberpreises im Aussterben begriffen. Es sind nur noch wenige Gruben im Betrieb.

Die gesamte Silberproduktion des Freiberger Reviers betrug:

von 1163—1523 . . . 1 958 800 kg
„ 1524—1835 . . . 1 754 983 „
„ 1836—1896 . . . 1 529 174 „

Die Summe von 5 242 957 kg hatte einen Wert von 908 Mill. Mark.

Für die fünf Jahre 1877—1881, in denen das alte Werk noch auf seinem Höhepunkt stand, betrug die ausgehauene Gangfläche, die erzeugte Erzmenge und die Erzbezahlung (nach Müller, 1901):

(1877—1881) (Summe für fünf Jahre)	Ausgehauene Gangfläche in qm	Erzproduktion in t	Bezahlung dafür in Mark
Edle Quarzformation	52 267	25 631	3 489 810
Kiesige Bleiformation	264 807	183 521	11 397 290
Edle Braunspatformation	69 090	22 143	3 432 688
Barytische Blei- u. Silberformation .	55 269	21 781	2 250 814
Zusammen:	441 433	253 076	20 570 602

Die Gänge der kiesigen Bleiformation waren die wichtigsten. Alle Gruben des Reviers lieferten in dieser Zeit Erz für rund 4 Mill. Mark jährlich.

Es dürften folgende Durchschnittszahlen des Ausbringens aus 1 qm abgebauter Gangfläche bei den sämtlichen Gängen interessieren:

Durchschnitt	Erzmenge kg	Silberinhalt kg	Bleiinhalt kg	Bezahlter Wert[1]) Mark
1851—1855	178,4	0,256	31,9	35,52
1866—1870	262,3	0,269	41,4	47,76
1877—1881	283,8	0,277	48,9	46,59
1886—1890	253,4	0,286	30,2	35,79
1891—1895	270,5	0,288	40,5	31,51

Für 1886—1890 und noch mehr für 1891—1895 macht sich das Fallen des Silberpreises stark geltend.

Das Verhältnis zwischen Silber und Blei wechselt selbstverständlich bei den verschiedenen Gangformationen stark. So bekam man nach

[1]) Einschließlich unbedeutender Werte für Nebenprodukte: wie Kupfer, Zink, Arsen, Schwefel, Uran u. s. w.

A. W. Stelzner (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 401—402) als Durchschnitt für ein oder einige Jahre auf Beschert Glück (edle Bleiformation), Himmelfahrt (Schwerspat- und Braunspatformation) und ebenfalls bei Himmelfahrt (kiesige Bleiformation) pro Quadratmeter Gangfläche:

	Silber	Blei	Nickel-Kobalt
	kg	kg	kg
Edle Bleiformation . .	0,386	0,75	0,016
Schwerspatformation .	1,052	2,10	0,189
Kiesige Bleiformation .	0,230	61,45	0,001

Ueber die heutige Lage des Gangbergbaus s. S. 177.

Die Erzgänge der obererzgebirgischen Bergreviere.

Literatur.

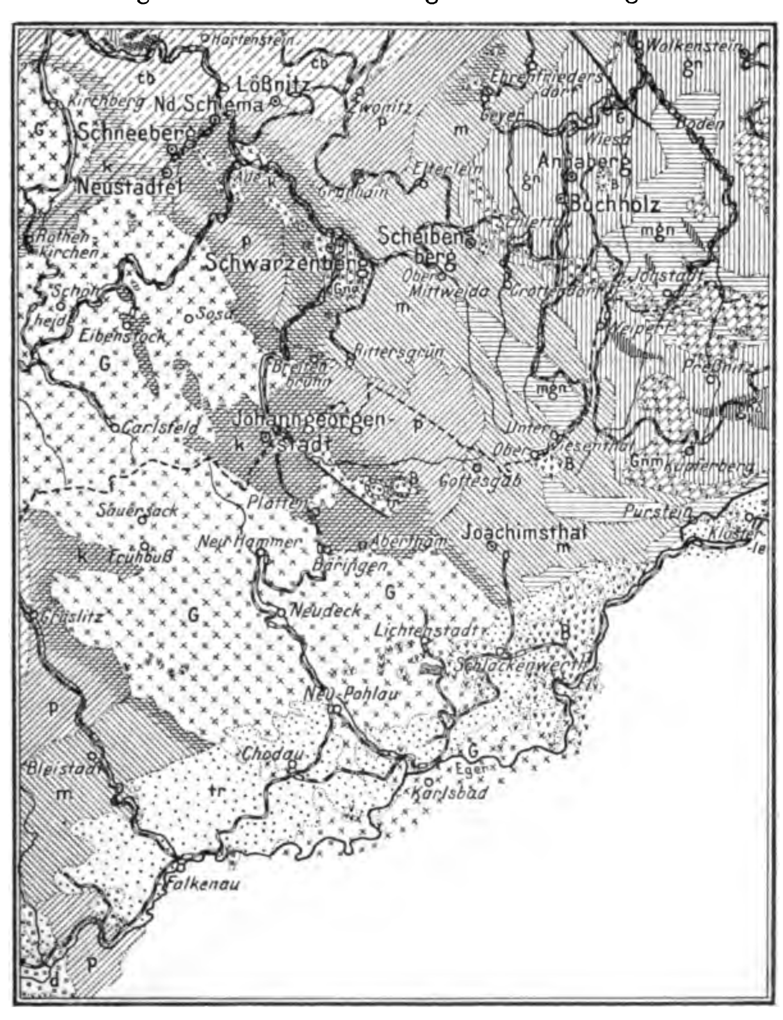
H. Müller, Ueber eine merkwürdige Druse auf einem Schneeberger Kobaltgange. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1850, S. 14. — Derselbe, Der Erzdistrikt von Schneeberg u. s. w. Cottas Gangstudien III, 1860. — Derselbe, Die Erzgänge des Annaberger Reviers (Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte). Leipzig 1894, S. 96. Mit einer Erzgangkarte und 3 Tafeln von Profilen. — G. C. Laube, Aus der Vergangenheit Joachimsthals. Prag 1873. — Derselbe, Geologie des Böhmischen Erzgebirges. Prag 1876. — Derselbe, Geologische Exkursionen 1884. — A. Frenzel, Mineral. Lexikon für das Königreich Sachsen. Leipzig 1874, S. 167. — M. Websky, Silberhornerz im St. Georgs-Schacht zu Schneeberg. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1881, Bd. XXXIII, S. 703. — F. Babanek, Ueber die Erzführung der Joachimsthaler Gänge. Oesterr. Zeitschr. f. Bergbau u. Hüttenwesen 1884, S. 1, 21 u. 61. — Derselbe, Geolog. bergmännische Karte mit Profilen und Bildern von den Erzgängen in Joachimsthal. Herausgegeben vom k. k. Ackerbauministerium 1891. — Lohrmann, Einiges aus der geologischen Vergangenheit des Erzgebirges. Annaberger Berichte 1898. — Die betreffenden Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen, namentlich: Sektion Johanngeorgenstadt (F. Schalch), Sektion Wiesental (A. Sauer), Sektion Schneeberg (K. Dalmer, E. Köhler u. H. Müller). — C. Gäbert, Die geologischen Verhältnisse des Erzgebirges, in: Das Erzgebirge von Professor Dr. Zemmrich und Dr. C. Gäbert, 1911.

Sie liegen bei Annaberg und Buchholz, Marienberg, Scheibenberg, Oberwiesental, Schneeberg, Johanngeorgenstadt und Joachimstal (Fig. 44) also südwestlich von dem eben geschilderten Freiberg-Brander Revier, und sind namentlich durch den Silber-Kobaltbergbau berühmt geworden.

Im Jahre 1492 entdeckte man die Silbererzgänge von Annaberg; in späterer Zeit wurden im Annaberg-Buchholzer Revier über 300 Gänge bekannt.

In diesem Distrikt handelt es sich um graue Kontaktgneise mit konkordanten Einlagerungen von Quarziten, Hornfelsen, Grauwacken und Konglomeraten, kristallinen Kalksteinen und Amphiboliten, welche den Kontakthöfen der Gneise angehören. Sie werden umrandet von Glimmerschiefern und plattigen roten Kontaktgneisen mit Granatglimmerfels und zeigen zwischen Schlettau und Scheibenberg eine größere Ein-

lagerung von Augengneisen mit grobkörnigen Gneisgraniten. Alle genannten Gesteine sind entweder gequetschte Eruptivgesteine oder Kontaktbildungen derselben. Sie umlagern mantelförmig den roten erz-



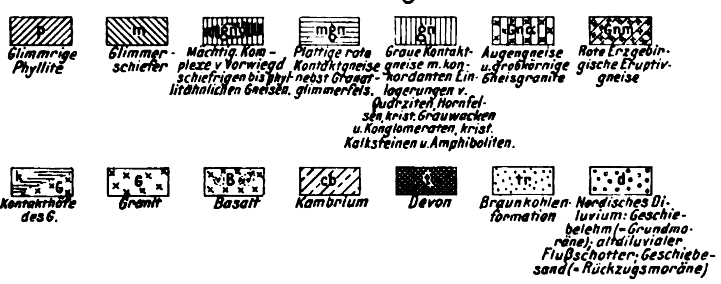


Fig. 44. Uebersicht der Obererzgebirgischen Bergwerksdistrikte i. M. 1 : 500000. (Nach Uebersichtskarte Sachsens von H. Credner.)

gebirgischen Eruptivgneis von Reizenstein und Katharinaberg bezw. den grauen Eruptivgneis von Freiberg.

Die Gänge gehören teils zur kiesigen Bleierz- und zur Zinnformation, die wir zu den älteren Gangformationen rechnen müssen, und teils zur Kobalt-Silber- bezw. Eisenmanganerzformation, sind also dann jüngeren Alters. Am wichtigsten waren von jeher die Gänge der Kobalt-Silbererzformationen, die sich zu Gangdistrikten oder „Feldern" gruppieren, innerhalb deren zwei Hauptstreichrichtungen, nämlich eine nordsüdliche und eine ostwestliche vorwiegen. Meist sind die Gänge nur bis 800 m im Streichen und 100 bis höchstens 400 m in der Tiefe zu verfolgen. Am wichtigsten von allen Feldern war dasjenige von Annaberg, also das Zentrum des früheren Silber- und Kobalterzbergbaues.

Die Gangausfüllung besteht aus verschiedenen edlen Silbererzen, wie Antimonsilber, Gediegen Silber, Silberschwärze, Silberglanz, silberreicher Markasit, Chlorsilber, aus Kobalt- und Nickelerzen, Schwefelkies, Zinkblende, Kupferkies und spärlichen Wismuterzen; Gangarten sind Quarz, Schwerspat, Flußspat und Braunspat.

Die Uranerzführung stellt eine besondere primäre Teufe dar, welche in dem Kapitel über die Uranerzgänge näher behandelt werden wird.

Besonders reich waren die Lagerstätten an den Gangkreuzen und an der Kreuzung der Gänge mit den „Schwebenden". Die letzteren sind lager- oder gangartige, sehr flach einfallende Zerrüttungszonen von stark zersetztem Gneis oder Glimmerschiefer oder Letten, von denen die letzteren stellenweise durch Kohlenstoff geradezu rußig werden können. Diese Schwebenden enthalten selbst kein Erz, sie dürften nach unserer Auffassung älter sein als die Erzgänge und als wasserabschließende Schichten stauend auf die Silberlösungen gewirkt und dadurch die reichen Erzkonzentrationen auf den Gängen in ihrer unmittelbaren Nähe veranlaßt haben.

Die Produktion der Annaberger Gruben betrug von 1496—1600 im Ganzen 1352900 Mark Silber (à 233,8 g), 48460 Ztr. Kupfer im Werte von über 24 Mill. Mark und von 1701—1850 157110 Ztr. Kobalterz.

Das M a r i e n b e r g e r Bergrevier nordöstlich vom Buchholz-Annaberger (Fig. 44) weist neben den im Abschnitt über Zinnerze (Bd. I, S. 421) besprochenen Gängen der Zinnerzformation solche der Silber-Kobalt- und der Kies-Blende-Bleierzformation auf.

Die geologischen Verhältnisse sind dieselben wie bei Annaberg, indessen liegt Marienberg noch näher dem roten erzgebirgischen Eruptivgneis von Reitzenstein und Katharinaberg.

Es finden sich hier zwei ziemlich senkrecht aufeinanderstehende, sich kreuzende Gangsysteme von erzgebirgischer bezw. herzynischer, also nordöstlicher bezw. südöstlicher Richtung mit weit über 100 Gängen. Die streichende Erstreckung derselben erreicht, wie z. B. bei dem Bauer-Morgengang, bei dem Elisabeth-Flachengang und bei dem Eleonore-Morgengang, mehr als 3 km. Die Ausfüllung besteht aus Bleiglanz, Zinkblende, Schwefelkies und Silber-Kobalt-Nickelerzen und Uranpecherz. Gangarten sind Quarz, Schwerspat, Flußspat und Braunspat.

Eine Anreicherung des Edelmetallgehaltes fand auf den Gangkreuzen

und an den Durchkreuzungsstellen der Gänge mit den oben genannten Schwebenden, die hier als „Schwarze Flöze" bezeichnet werden, statt.

Nach amtlichen Zusammenstellungen soll von 1775—1795 hier der Silbergehalt pro Zentner Silbererz 2500 Lot betragen haben, während er sonst nur 30 Lot erreichte (2500 Lot = 78 Proz., 30 Lot = 0,94 Proz.).

Gegenüber dem Freiberger Revier zeigen sich die Gänge reicher, aber absätziger.

Der Marienberger Bergbau lieferte von 1520—1600 Silber- und Kupfererze für $4^1/_4$ Mill. Taler und verteilte nach Gäbert fast $1^1/_2$ Mill. Taler Ausbeute. Heute spielt er keine Rolle mehr.

Die Gänge des Scheibenberger und Oberwiesentaler Reviers haben keine Bedeutung.

Recht wichtig sind dagegen diejenigen des Schneeberger Reviers, welches im Jahre 1471 zu einer Zeit, als der Freiberger Bergbau im Rückgang begriffen war, entdeckt wurde; es verlieh damals dem sächsischen Silberbergbau neuen Glanz.

Schneeberg liegt westlich von Annaberg zwischen dem Eibenstocker Granit im Süden, dem Kirchberger Granit im Westen und den Granitinseln von Aue und Oberschlema im Osten im Gebiete der cambrischen Tonschiefer und Phyllite, welche in weiter Erstreckung durch die Granite kontaktmetamorph zu Fleckschiefern und Andalusit-Glimmerschiefern umgewandelt wurden. Die Gänge setzen auch in bedeutender Zahl in den Granit hinein. Man kann eine ältere Gruppe mit Zinn, Kupfer und kiesigblendigen Bleierzen von einer jüngeren Gruppe mit edlen Silber- und quarzigen Kobalt-Wismut- und Eisenerzen unterscheiden.

Wenn auch die Gänge der Kupfererzformation früher nicht ohne Bedeutung waren, so interessieren uns hier doch nur diejenigen der Kies-Blende-Bleiformation mit vorwaltendem Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz, Schwefel- und Kupferkies, mit seltenem Fahlerz und Molybdänglanz und quarziger Gangart.

Weit wichtiger sind noch die Silbererz- und die Kobalt-Silbererzgänge, deren Zahl gering ist, die sich aber früher durch einen seltenen Silberreichtum auszeichneten. Sie treten in den kontaktmetamorphen Schiefern unmittelbar bei Schneeberg und Schlema, bei Bockau und Aue auf und führen bei barytischer Gangart edle Silbererze mit zurücktretenden Kobalt-Nickel- und Wismuterzen. Auf mehrfach sich kreuzenden Gängen gewann die berühmteste Grube St. Georg im Fürstenstollen im Jahre 1477 angeblich eine 400 Zentner (= 20 t) schwere Silbererzmasse (Glaserz und Gediegen Silber).

Die wichtigsten Lagerstätten des Schneeberger Reviers sind diejenigen der Kobalt-Wismuterzformation, auf denen noch heute der Bergbau umgeht. Sie erstrecken sich über ein 10 qkm großes Gebiet und haben als Zentrum Neustädtel. Hier sind die Gänge derartig massenhaft, daß der Komplex nach Müller mit einem riesigen Stockwerke verglichen werden kann. Die Gangspalten streichen westnordwestlich oder nordnordwestlich, fallen steil ein und sind gewöhnlich nur 0,5—3 m mächtig. Man hat sie auf große streichende Länge (3 km) und über 300 m Tiefe

verfolgt und dabei festgestellt, daß sie sich häufig in mehrere Trümer teilen, die sich aber im Streichen und Fallen wieder vereinigen.

Die Gangfüllung besteht aus grauem und weißem Speiskobalt, Erdkobalt, Wismut-Kobaltkies, Kobaltblüte, Rot- und Weißnickelkies, Gediegen Wismut, welches außerordentlich häufig ist, Wismutocker, wenig edlen Silbererzen, Arsenkies, Uranpecherz und anderen selteneren Uranerzen.

Gangarten sind Quarz, Hornstein, Braunspat und Kalkspat.

Nach Beck hört die Erzführung der Schneeberger Kobalterzgänge auf, sobald die Spalten in den in der Tiefe unter dem Schiefergebirge anstehenden Granit niedersetzen. Eine Ausnahme macht die durch ihre Uranerze berühmte Grube Weißer Hirsch, in der reiche Kobalterze auch noch in dem Granit vorkommen. Auch in dem Schneeberger Revier spielen die Schwebenden mit ihren kohlenstoffreichen, alaunschieferartigen Gesteinen als Verbesserer der Erzführung eine wesentliche Rolle.

Die Produktion der Schneeberger Grube, welche dem Königl. sächsischen Fiskus und dem sächsischen Privat-Blaufarbenwerk gehören, geht aus folgender Tabelle hervor:

Jahr	Silberhaltige Kobalt-Nickel- und Wismuterze in Tonnen	Uranerze in Tonnen	Wert in Mark
1905	239,5	1,5	578 330
1906	235,75	—	548 947
1907	214,5	—	357 844
1908	207,75	—	420 102
1909	235,5	—	413 593

Das Gangrevier von Johanngeorgenstadt, noch in Sachsen, aber unmittelbar an der böhmischen Grenze, wird ebenfalls heute noch ausgebeutet und liegt südsüdöstlich von Schneeberg.

Die Lagerungsverhältnisse beider Gebiete sind sehr ähnlich. Auch hier handelt es sich um hochgradig kontaktmetamorphe cambrische Schiefer, welche durch das westlich davon liegende Eibenstocker Granitmassiv und die etwas östlicher auftauchende Granitinsel des Plattenberges meist zu Andalusit-Glimmerschiefer umgewandelt wurden.

Die Erzgänge gehören der Silber- und der Eisenerzformation an. Die Gangfüllung ist ganz ähnlich derjenigen des Annaberger Reviers, indessen reicher an Wismut- und Uranerzen. Die letzteren finden sich besonders im Vereinigt-Feld im Fastenberge.

Die Bedeutung des Reviers für den Wismuterzbergbau ergibt sich aus folgender Tabelle:

Jahr	Wismuterze in Tonnen	Uranpecherz in Tonnen
1905	52,3	2,7
1906	42.8	2,5
1907	39,0	0.9
1908	39,9	—
1909	42,7	—

Das Joachimstaler Bergrevier in Böhmen liegt südöstlich von Johanngeorgenstadt in der Nähe des großen südlichen Randbruches, an welche die berühmten Quellen von Karlsbad u. s. w. geknüpft sind.

Das Gebiet besteht in geologischer Beziehung aus Glimmerschiefer, welcher sich hier an den im Westen anstehenden Eibenstocker Granit anlegt und im Norden von der cambrischen Schieferscholle überlagert wird, in der sich das Johanngeorgenstädter Gangrevier befindet. Auch der Glimmerschiefer zeigt die Kontaktbildungen des Granites. Er besteht in petrographischer Beziehung aus dunklem, phyllitartigem, graphitischem Glimmerschiefer, aus Lagenglimmerschiefer, Kalk- und Skapolith-Glimmerschiefer, Gneis-Glimmerschiefer und grobflasrigem Granat-Glimmerschiefer und zeigt Einlagerungen von Kalksteinen und Hornblendegesteinen. Die Schieferschichten werden von Quarzporphyr und vereinzelten Basalt- und Phonolithgängen durchsetzt.

Die Gänge der Silber- und Kobalterzformation von Joachimstal setzen vorzugsweise in dem phyllitartigen, graphitischen Glimmerschiefer auf, der mehrere südöstlich streichende Zonen bildet, die nach Norden bezw. Nordosten einfallen.

Die Hauptstreichrichtung der Gänge ist eine nordsüdliche bis nordnordöstliche (sogen. Mitternachtsgänge) bezw. ostwestliche oder ostsüdöstliche (sogen. Morgengänge). Die letzteren fallen stets mit 50—80° nach Norden, die ersteren mit 40—80° bald nach Osten und bald nach Westen ein.

Die Mächtigkeit schwankt meist zwischen 0,15—0,6 m, in seltenen Fällen erreicht sie 1—2 m.

Die Erzführung besteht aus Speiskobalt, Wismutglanz, Gediegen Wismut und Wismutocker, aus Nickelerzen und Uranpecherz, auf welches wir später in einem besonderen Kapitel eingehen. An den Gangkreuzen fanden sich Anreicherungen von reichen Silbererzen und zwar Gediegen Silber, Rotgültigerz, Glaserz und Silberschwärze.

Die Ausfüllung der Gänge und namentlich der Morgengänge, ist meist schiefrig-lettig, seltener stellen sich Quarz oder Kalkspat als Gangarten ein; in der östlichen Abteilung haben die Mitternachtsgänge vielfach Hornstein und Dolomit.

Die Erzführung ist unregelmäßig und absätzig.

Ueber die primären Teufenunterschiede und die Rolle, welche das Uranpecherz dabei spielt, siehe den folgenden Abschnitt über Urangänge.

Die wichtigsten Gänge des noch heute berühmten Revieres sind der Hildebrandgang, der Geistergang und der Fludergang und die Gänge der Edelleutstollenzeche. Die wichtigen Gruben sind die ärarischen Gruben von St. Joachimstal, die sächsische Edelleutstollen- und die Hilfe Gotteszeche.

Die Entwicklung des Bergbaues beginnt mit dem 16. Jahrhundert. Im Jahre 1520 sollen über 8000 Bergleute auf Hunderten von Gruben tätig gewesen sein. Reiche Erzmittel fanden sich zunächst unmittelbar unter Tage, so daß einige Zechen ohne Grubenlicht arbeiten konnten. Das St. Joachimstaler Revier gab die Veranlassung zur Prägung der ersten schweren Silbermünzen, die als Joachimstaler bezeichnet wurden. Sie waren das Vorbild für den späteren „Taler“.

Gegenwärtig hat das Revier nur für den Uran- und Radiumerzbergbau Bedeutung.

Die Produktion an Uranerzen geht aus folgender Tabelle hervor:

1896	30,00 t	1903	9,18 t
1897	51,00 „	1904	8,08 „
1898	52,00 „	1905	16,35 „
1899	46,00 „	1906	0,00 „
1900	17,00 „	1907	0,00 „
1901	16,15 „	1908	9,18 „
1902	11,00 „	1909	8,08 „

Das Alter der erzgebirgischen Gänge: Das erste Aufreißen der Spalten der älteren Formationen und die erste Gangfüllung erfolgte mutmaßlich im Spätkarbon-Rotliegenden; daß diese Gangfüllungen später nochmals aufrissen, ist wahrscheinlich. Diese älteren Gänge lieferten die aus Amethyst und Quarz bestehenden Ganggerölle, die man in den Kreideschichten in der Nähe von Freiberg findet.

Die Gangfüllungen der jüngeren Gangformationen dürften vielleicht gleichaltrig mit den Harzer Randspalten sein, also miozänes Alter haben.

Die Lage des Blei-Silbererzgangbaues in Sachsen wird vorzugsweise durch die Metallpreise bedingt, welche in den letzten Jahren recht niedrige waren.

Der Silberinhalt der von den sächsischen Erzbergwerken an die Freiberger Hütten gelieferten Erze betrug im Jahre 1910 6421,8 kg gegen 7898,8 kg im Vorjahre. Die entsprechenden Werte betrugen 345 189 bezw. 399 762 Mark. — Freiberg allein lieferte vor einigen Jahrzehnten 25 000 bis 30 000 kg Silber jährlich.

Auch die Marktverhältnisse des Bleies waren unbefriedigend. Die Erze der sächsischen Gruben, welche an die Freiberger Hütte gingen, hatten 1909 einen Bleiinhalt von 14 869 dz im Werte von 261 547 Mark. Im Vorjahre betrug der Bleiinhalt 14 927 dz im Werte von 274 227 Mark.

Die Verhältnisse auf dem Zinkmarkt waren im Jahre 1909 etwas günstiger infolge des Zustandekommens der Zinkkonvention.

Nach der offiziellen Statistik betrug die Erzproduktion des Freiberger Reviers im Jahre 1909 11 120 t im Werte von 651 437 Mark.

Die Marien- und Scheibenberger Reviere waren, abgesehen von einer geringen Menge Zinkerz, ohne Produktion.

Das Johanngeorgenstädter Revier produzierte 2662 t im Werte von 86 664 Mark.

Das Schneeberger Revier lieferte 2746 t im Werte von 471 084 Mark.

Die Gesamtproduktion Sachsens für reiche Silbererze und silberhaltige Blei-, Kupfer-, Arsen-, Zink- und Schwefelerze betrug 1909 7617 t im Werte von 699 280 Mark. Es wurden außerdem an Arsen-, Schwefel- und Kupferkiesen geliefert 4117 t im Werte von 49 988 Mark, an Zinkblende 173 t im Werte von 4961 Mark, an Wismut-, Kobalt- und Nickelerzen 288 t im Werte von 470 488 Mark und an Uranpecherz 0,29 t im Werte von 748 Mark.

Der Oberharz.

Der Harz stellt den herzynisch (südöstlich) streichenden Kern eines aus devonischen und kulmischen Gesteinen bestehenden in sich niederländisch (nordöstlich) gefalteten Gebirges dar, welches an seiner Nordseite durch Bruchlinien vom Vorlande abgetrennt wurde, also eine Kombination von Faltengebirge und Horst bildet.

Früher nahm man eine aus den ältesten Gesteinen bestehende wellenförmig gekrümmte Sattelachse an, derart, daß die hangenden Schichten auf zwei seitlichen Flügeln (einem nordwestlichen, dem Oberharz, und einem südöstlichen, dem südöstlichen Unterharz) und in drei zwischen ihnen liegenden Mulden (Elbingeröder und Selkemulde im Norden und Ilfelder Mulde im Süden) aufgelagert erschienen.

Das geologische Bild wird wesentlich durch zwei karbonische Granitintrusionen beeinflußt, nämlich durch das Brockenmassiv zwischen dem Oberharz und der Elbingeröder Mulde und das Rambergmassiv zwischen der Elbingeröder und der Selkemulde. Im Osten lagert sich die Mansfelder Mulde an den Unterharz an.

Den neueren Forschungen hat dieses allbekannte tektonische Bild nicht standhalten können, die Aufnahmearbeiten sind aber auch noch nicht soweit, um die Konstruktion einer neuen Sattelachse zu gestatten.

Der Oberharz bildet ein Hochplateau, welches in der Hauptsache aus Kulmschichten besteht, die niederländisch gefaltet sind, also nordöstlich streichen (Bd. I, Fig. 35). Aus ihnen tauchen im nördlichen Teile des Gebietes devonische Schichten auf, die bei nordöstlichem Streichen mit weitgehendster Spezialfaltung im großen und ganzen einen Luftsattel bilden, der auf seiner Nordwest- und Südostseite von den Kulmschichten ziemlich normal überlagert (Bd. I, Fig. 22), auf der Südwest- und Nordostseite dagegen durch Bruchränder „im letzteren Falle den Gebirgsrand" begrenzt wird.

Das Vorland des Harzes besteht aus Zechstein, Trias, Jura und Kreide.

Die Clausthaler Gänge.

Literatur.

C. Zimmermann, Die Wiederausrichtung verworfener Gänge und Flöze 1828. A. v. Groddeck, Ueber die Erzgänge des nordwestl. Oberharzes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1866, S. 693. — Derselbe, Erläuterungen zu den geognostischen Durchschnitten durch den Oberharz. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preußischen Staate 1873. — v. Koenen, Beitrag zur Kenntnis von Dislokationen. Jahrb. der preuß. geologischen Landesanstalt für 1887. — F. Klockmann, Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895, S. 43. — L. Beushausen, Das Devon des nördlichen Oberharzes mit besonderer Berücksichtigung der Gegend zwischen Zellerfeld und Goslar. Abhandl. der Königl. preuß. geologischen Landesanstalt. Neue Folge. Heft 30, S. 73. — B. Baumgärtel, Oberharzer Gangbilder. Leipzig 1907. — Zirkler, Ueber die Gangverh. der Grube Bergmannstrost bei Clausthal. Glückauf 1897, 1900. — G. Köhler, Beitrag zur Kenntnis der Erdbewegungen u. s. w. Berg- und Hüttenmännische Ztg. 1897, S. 343. — Derselbe, Ein weiterer Beitrag zur Kenntnis der Erdbewegungen. Berg- und Hüttenmännische Ztg., Jahrg. LX, 1901, S. 201.

Die Gänge des Oberharzes erstrecken sich über das gesamte Clausthaler Plateau, also auf das Gebiet von Grund, Wildemann, Clausthal-

Zellerfeld, Lautenthal, Bockswiese und Schulenberg, welches ca. 18 km Länge bei 8 km Breite aufweist. Die Lagerstätten stellen zum größten Teil mit Erzen und Gangarten ausgefüllte Verwerfungsspalten dar (Bd. I, Fig. 56). Nur untergeordnet finden sich Ausfüllungen von Gesteinsklüften ohne Schichtenverschiebung.

Die Streichrichtung ist im allgemeinen h 7—9, das Einfallen erfolgt meist unter 70—80° nach Süden.

In der Hauptsache handelt es sich nicht um Einzelgänge, sondern um mehrere mehr oder weniger parallel nebeneinander verlaufende Spalten mit Bogen- und Diagonaltrümern, die man am besten als G a n g z ü g e bezeichnet. Es folgen in der Richtung von Nord nach Süd (Fig. 45 und Bd. 1, Fig. 3, S. 2):

1. der Gegenthal-Wittenberger Zug,
2. der Lautenthal-Hahnenkleer Zug,
3. der Bockswiese-Festenburg-Schulenberger Zug,
4. der Hütschenthal-Spiegelthaler Zug,
5. der Haus Herzberger Zug,
6. der Zellerfelder Hauptzug,
7. der Burgstädter Zug,
8. der Rosenhöfer Zug,
9. der Silbernaaler Zug,
10. der Laubhütter Zug.

Die streichende Ausdehnung der Gangzüge erreicht teilweise 8—10 oder noch mehr Kilometer.

Der Form nach liegen zusammengesetzte Gänge im Sinne v. C o t t a s vor, die meist nur am Liegenden ein deutliches Salband zeigen, im Hangenden aber allmählich in das unverritzte Nebengestein übergehen. Infolgedessen ist die Mächtigkeit eine bedeutende, sie kann bis 40 m erreichen, und zwar nimmt sie bis zur jetzigen Tiefe — ca. 910 m — nicht ab.

Die bekannten Faltenverwerfungen oder R u s c h e l n des Harzes üben meist keinen Einfluß auf die Gänge aus, seltener findet sich an den Ueberschiebungsflächen eine Zertrümerung oder Zersplitterung (Rosenfelder Zug) oder eine Ablenkung (Zellerfelder und Burgstädter Zug). Daß auf den Gangspalten auch nachträglich häufigere Gebirgsbewegungen stattfanden, geht aus den zahlreichen Harnischen und aus der Verbreitung von Gangtonschiefer hervor.

Die Gangausfüllung besteht aus Erzen, Gangmineralien und Nebengestein.

Das wichtigste Erz ist Bleiglanz mit 0,01—0,3 Proz. Silber (100—3000 g), daneben tritt Zinkblende auf, die bei Lautenthal vorwaltet. Kupferkies ist ebenso wie Fahlerz und Bournonit selten; nur lokal kommen Gersdorffit (NiASs) und als mineralogische Seltenheit Selenblei und Selenkupfer vor.

Von den Gangarten ist vor allen Dingen der Quarz häufig, während Kalkspat zurücktritt und der Schwerspat auf die südlichen Gangzüge und zwar vorzugsweise das Gebiet westlich der Innerste beschränkt ist. Dieses Vorkommen des Schwerspates ist nachweislich auf den Zechsteinrand zurück-

zuführen, wie denn überhaupt in Deutschland das genannte Mineral vielfach in engster Beziehung zu der Verbreitung von Zechstein und Buntsandstein steht.

Die Beteiligung des Nebengesteins (Grauwacke und Tonschiefer) an der Ausfüllung der Gänge ist eine schwankende.

Die Struktur der Gänge ist meist eine lagenförmige, seltener massige. Besonders charakteristisch ist die zonare Umkrustung von Nebengesteins-

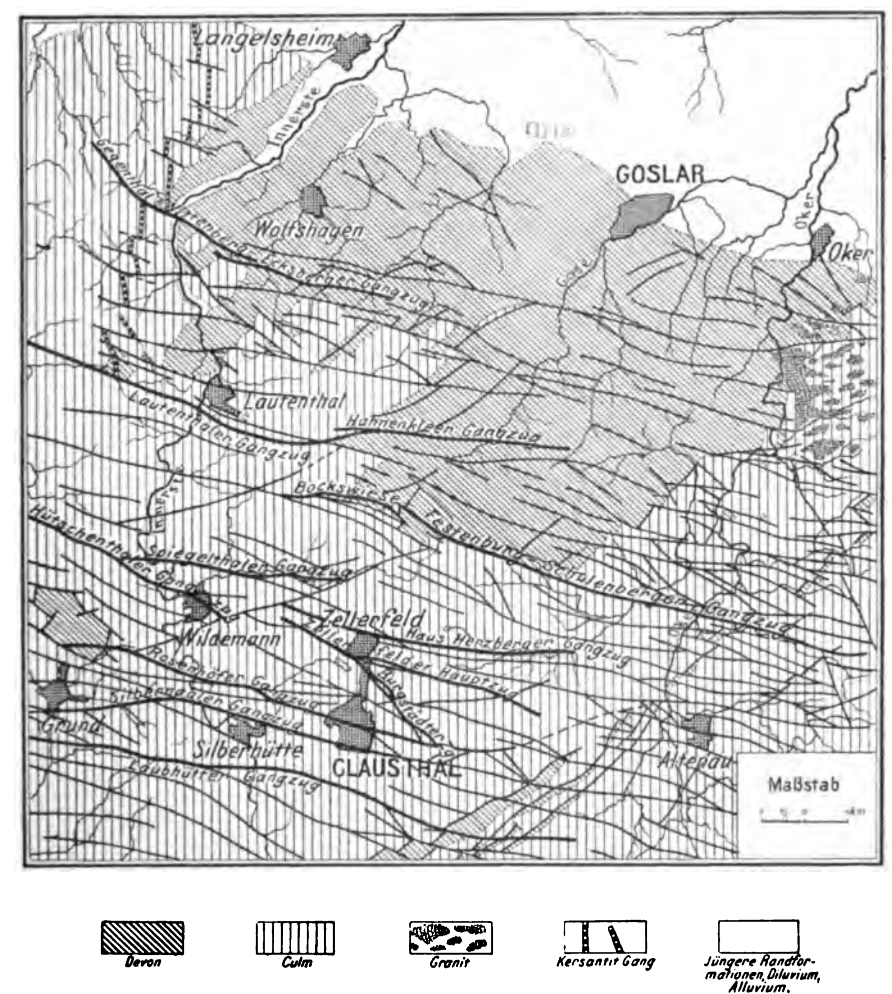


Fig. 45. Die Gangzüge des Oberharzes. (Nach L. Beushausen. Das Devon des nördlichen Oberharzes. Abhandl. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft XXX, Berlin 1900.)

bruchstücken, welche die sogenannten Kokardenerze liefert (Bd. I, Fig. 126). Quarz und Bleiglanz scheinen die ältesten Mineralien zu sein, Kupferkies, Zinkblende und Kalkspat folgen in wechselndem Altersverhältnis, während Schwerspat, Spateisen, Strontianit und Markasit jünger sein dürften.

Die Erze bilden Erzfälle, welche im Gegensatz zu dem umschließenden, steil einfallenden Gangkörper viel flacher, z. B. nur mit 45° niedersetzen.

An den Scharungspunkten der Gänge finden sich häufig die reichsten Erzmittel.

Mutmaßlich erfolgte das erste Aufreißen der Gangspalten in engstem Zusammenhang mit dem Empordringen des oberkarbonischen Brockengranitmagmas; später öffneten sich dann die Gangspalten noch wiederholt.

Die erste Ausfüllung mit Erzen und Gangarten erfolgte jedenfalls unmittelbar nach dem ersten Aufreißen, da aber auf Klüften und Höhlungen des Zechsteins — wenn auch selten — Bleiglanz gefunden wird, kann man mit Sicherheit annehmen, daß auch noch in späteren Perioden tektonischer Vorgänge Erzlösungen emporstiegen.

Die Bedeutung der Gänge des Oberharzes ergibt sich aus folgender Uebersicht:

Im Jahre 1908 lieferten acht Gruben 265 000 t Roherz (silberhaltigen Bleiglanz und Zinkblende); der durchschnittliche Metallgehalt betrug 7 Proz. Blei und 8,7 Proz. Zink. Das Erz hatte auf der Grube einen Wert von 4 140 000 Mark.

Zum Vergleich diene die Gesamtroherzproduktion Deutschlands an Blei-Zinkerzen, welche im genannten Jahre 2 913 000 t mit einem durchschnittlichen Zinkgehalt von 11 und einem durchschnittlichen Bleigehalt von 3,9 Proz. erreichte. Der Gesamtwert der Blei-Silber- und Zinkerze ganz Deutschlands betrug 37 108 000 Mark.

St. Andreasberg.

Literatur.

H. Credner, Geogn. Beschreibung des Bergwerksdistriktes von St. Andreasberg. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1865. — C. Blömecke, Die Erzlagerstätten des Harzes. Wien 1885. — F. Klockmann, Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes, S. 50. Stuttgart 1895. — A. Bode, Das Nebengestein der St. Andreasberger Silbererzgänge und dessen Beziehungen zur Erzführung. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908. Monatsbericht Nr. VI, S. 133. — Werner, Die Gangverhältnisse von St. Andreasberg. Der „Bergbau" 1908, Jahrg. XXI, Nr. 47. — Derselbe, Die Silbererzgänge von St. Andreasberg im Harz. Glückauf, Berg- und Hüttenmännische Zeitschr. 1910, Nr. 29 und 30.

Trotz der geringen Entfernung von nur ca. 16 km ist das Ganggebiet von St. Andreasberg von demjenigen von Clausthal recht verschieden.

Die Andreasberger Gänge setzen südlich der Bruchbergkette am Rande des granitischen Brockenmassivs in paläozoischen Schichten auf. Die Verbreitung der einzelnen Glieder des Paläozoikums ist von bedeutenden Schichtenstörungen abhängig, und zwar wird sie im wesentlichen durch die beiden Grenzruscheln, die Neufanger im Norden und die Edelleuter im Süden (Fig. 46 u. Bd. I, Fig. 155) bedingt, welche ein charakteristisches westöstlich gerichtetes Dreieck einschließen, dessen Spitze nach Westen liegt. Nördlich der Neufanger Ruschel sind dem Kulm angehörige Grauwacken, Tonschiefer und Kieselschiefer vorhanden, während das Dreieck und das Gebiet südlich davon im allgemeinen von Devon gebildet werden. Außer den mit dem Oberkoblenz zu parallelisierenden Unterdevonschichten tritt nach Bode auch Mitteldevon in Tiefseefacies — d. h. Wissenbacher Schiefer — auf. Nach der neuesten Schichtenidentifizierung stößt übrigens

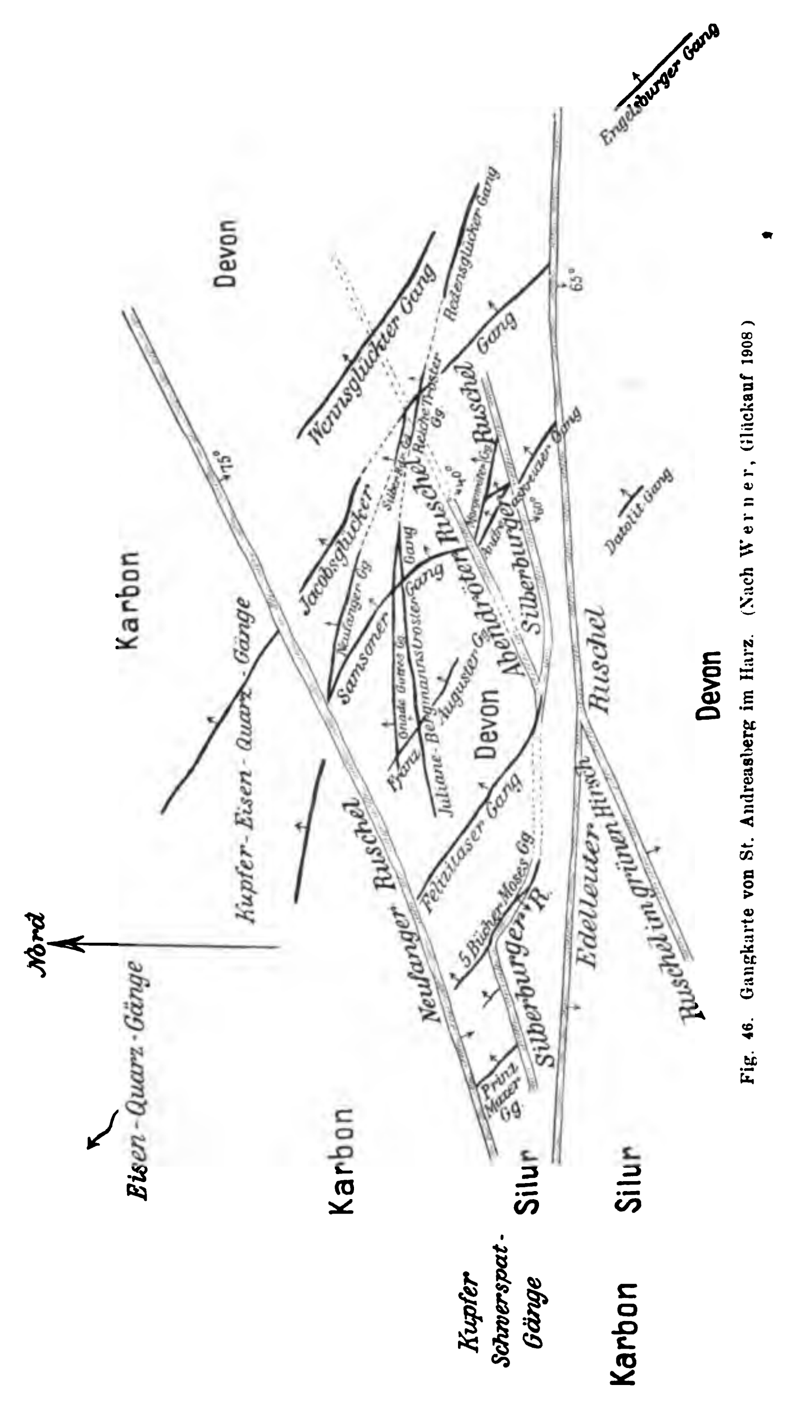


Fig. 46. Gangkarte von St. Andreasberg im Harz. (Nach Werner, Glückauf 1908.)

an der Neufanger Ruschel das Unterdevon mit einem bedeutenden Schichtenausfall an den nördlich davon liegenden Kulm.

Besonders wichtig für die Erzlagerstätten sind also die unterdevonischen Gesteine.

Der nördliche Teil des Gebietes liegt bereits in der Kontaktzone des Brockengranites. Die Schichten streichen nordöstlich, sind vielfach gefaltet und überkippt und fallen in der Regel nach Südosten ein.

Die Silbergänge treten ausschließlich in dem etwa 3 km langen und an der weitesten Stelle etwa 1 km breiten, zwischen den Grenzruscheln liegenden Gebirgskeil auf. Die nördliche, d. i. die Neufanger Ruschel, bildet eine etwa 12 m mächtige, nordöstlich streichende und steil nach Südosten einfallende Ueberschiebung von Unterdevon auf Kulm, die das Nebengestein unter spitzem Winkel schneidet.

Die südliche, d. i. die Edelleuter Ruschel, ist ebenfalls ca. 12 m mächtig, streicht westöstlich und fällt steil nach Süden ein. Nach Bode erscheint an ihr im östlichen Teile der Südflügel gesunken, im westlichen dagegen überschoben.

Die Bedeutung dieser Dislokation für den Gebirgsbau ist also vorläufig noch nicht klar und bedarf noch weiterer Untersuchungen. Allem Anscheine nach stellt aber die Neufanger Ruschel eine Ueberschiebung dar, bei welcher die Richtung des Absinkens noch nicht einwandfrei erwiesen ist. Innerhalb des Keiles setzen die Abendröter und Silberburger Ruschel auf, welche zwei Ueberschiebungen von geringerer Mächtigkeit darstellen und leider heute nicht mehr untersucht werden können. Man nimmt an, daß die drei Ueberschiebungen (Neufanger, Abendröter und Silberburger Ruschel) untereinander gleichalterig und zugleich älter sind als die als Edelleuter Ruschel bezeichnete Verwerfung.

Wenn auch die Silbererzgänge auf das Dreieck zwischen den Grenzruscheln beschränkt sind, so treten außerhalb derselben doch auch mit Erzen ausgefüllte Gangspalten auf, so nördlich der Neufanger Ruschel und im Westen des Gebietes Eisenerzgänge, im Süden von der Edelleuter Ruschel dagegen Schwerspat-Kupfererzgänge. Bekannter ist der nordwestlich streichende Engelsburger Gang, ungefähr $1^1/_2$ km südöstlich von St. Andreasberg mit Kupferkies, silberarmem Bleiglanz, Kalkspat und Quarz.

Die Silbererzgänge finden sich hauptsächlich in der westlichen Hälfte des Dreiecks und bilden nach ihrem Streichen zwei Gruppen, nämlich eine nordwestlich streichende (z. B. Wennsglückter-, Jakobsglücker-, Samsoner-, Andreaskreuzer-, Franz Auguster-, Felizitaser-, Fünf Bücher Moses- und Franz Maximilianer-Gang) und eine östlich streichende (z. B. Neufanger-, Gnade Gottes-, Julianer-, Bergmannstroster- und Morgenröter-Gang).

Alle Gangspalten fallen steil nach Norden oder Nordosten ein, und zwar die erste Gruppe mit 80—90, die zweite mit 70—80°. An der Neufanger Ruschel zertrümmern sie oder sie erweisen sich an ihr geschleppt und keilen aus. Aehnlich verhalten sich die Gänge an der Silberburger und Abendröter Ruschel, indessen mit dem Unterschiede, daß sie in der streichenden Fortsetzung jenseits der Ruscheln wieder auftreten. Diese Ruscheln sind also älter als die Gänge. Leider konnte das Verhältnis der Gänge zur Edelleuter Ruschel in den letzten Jahren nicht studiert werden. Werner nimmt an, daß diese Ruschel jünger ist als die Erzgänge.

Die Gänge verdrücken sich in den weichen Schiefergesteinen und vorzugsweise in den Wissenbacher Schiefern im Hangenden des Diabases.

Einen abweichenden Charakter zeigt der nordöstliche Grenzgang, der Wennsglückter-Gang, welcher in den oberen Teufen Brauneisen führte, dann auf eine größere Erstreckung taub war und erst wieder in größerer Teufe sporadisch Kupferkies, wenig Bleiglanz, Fahlerz und Rotgültigerz enthielt.

Alle Silbererzgänge sind einfache Gänge von meist unter 1 m Mächtigkeit mit scharfen Grenzen im Hangenden und Liegenden. Häufig werden sie durch Klüfte, sogenannte Geschiebe, die nordöstlich streichen und nach Südosten einfallen, abgeschnitten. In der Regel ist an ihnen der östliche Teil des Ganges über den westlichen hinweggeschoben, derart, daß der querschlägige Verwurf meist nicht mehr als 1--2 m beträgt. Werner nimmt an, daß sie jünger sind als die Gänge und gleichalterig mit der Neufanger Ruschel.

Die Ausfüllung ist mit dem Nebengestein fest verwachsen und besteht hauptsächlich aus weißlichem Kalkspat (ältere Kalkspatformation) mit Imprägnationen, Trümern und Nestern von Quarz, Bleiglanz, Blende, Gediegen Arsen, dunklem Rotgültigerz, Antimonsilber, Arsensilber und Gediegen Silber. Untergeordnet sind Antimon- und Arsennickel, Speiskobalt, Flußspat und ganz vereinzelt Schwerspat.

In den Drusenräumen kommen die Erze und Gangarten in einer zweiten Generation und zwar in ausgezeichnet kristallographischer Entwicklung vor. Klockmann weist besonders auf die schönen, flächenreich ausgebildeten Kalkspate mit Rotgültigerz und Feuerblende hin. Bemerkenswert sind außerdem die besonders zahlreichen Zeolithe wie Apophyllit, Analcim, Harmoton, Desmin, Stilbit und Natrolith, ferner Datolith und Flußspat, der selten und nur von mineralogischem Interesse ist. Er ist nach Werner jünger als der Quarz, aber älter als der jüngere Kalkspat und die Zeolithe.

Schwerspat wurde nur auf dem Prinz Maximilianer-Gang und einem Trum des Samsoner-Ganges dicht unter Tage beobachtet. In 750 m Teufe fand man ihn außerdem zusammen mit Zeolith und Schwefelkies im Nebengestein des Ganges. Die Verteilung der Erzmittel in den Gangräumen ist eine ganz unregelmäßige.

Der Unterschied gegenüber den Gängen von Clausthal ist ein auffallender. In St. Andreasberg, wo Silber dem Werte nach die anderen Metalle bei weitem überwiegt, sind neben den Silbermineralien die Zeolithe also häufig, während Flußspat selten ist und Schwerspat fast fehlt. Lossen sah diese Unterschiede als Folge verschiedener primärer Teufen an, derart, daß die Andreasberger Gänge eine geringere Teufe über der Peripherie des in der Tiefe vorhandenen Brockengranits darstellen sollten als die Clausthaler. Klockmann glaubt, daß die bei Clausthal fehlenden, bei Andreasberg häufigen Diabase wesentlich beteiligt an diesen Unterschieden sind. Nach Bode ist die Verteilung der Erzmittel z. T. vom Nebengestein abhängig; kalkhaltige Gesteine (eingelagerte Kalkzonen oder kalkhaltige Diabase) führen eine Veredelung herbei.

Werner unterscheidet bei den Erzen nach ihrer Entstehung drei verschiedene Gruppen:

1. die ursprünglich aus Lösungen ausgeschiedenen,

2. die aus diesen Erzen durch Einwirkung späterer Lösungen in der Tiefe entstandenen, und

3. die durch Einwirkung von Tagewässern in den oberen Teufen im eisernen Hut gebildeten.

Den letzteren stellt er die in der Nähe der Grubenbaue durch Einwirkung des Grubenwassers entstandenen Mineralien gleich.

Ursprüngliche Erze sind nach ihm: Antimonsilber, Scherbenkobalt, Bleiglanz, Zinkblende und Fahlerz, seltener Antimon, Antimonnickel, Speiskobalt, Arseneisen, Kupferkies, Magnetkies und Schwefelkies.

Bei diesen nach seiner Meinung ursprünglichen Erzen unterscheidet er drei Altersfolgen, nämlich die gediegenen Metalle, Scherbenkobalt und Antimon u. s. w. als die ältesten, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Fahlerz als die nächstjüngeren, und Magnet- und Schwefelkies, die zusammen mit den aus dem Nebengestein abgeleiteten Zeolithen auftreten, als die jüngsten.

Gleichzeitig mit der Bildung der jüngsten, ursprünglichen Erze fand nach ihm eine Veränderung der Erze der beiden ältesten Gruppen statt, und zwar wurden sie in den tieferen Horizonten zu Gediegen Silber und in den höheren zu dunklem Rotgültigerz umgewandelt. Damals entstanden auch die Zeolithe. — Bei der Oxydation durch Tagewässer bildeten sich die üblichen Oxydationsmineralien.

Interessant ist der beobachtete primäre Teufenunterschied zwischen Bleiglanz und Zinkblende. Auch hier löst die Zinkblende in der Tiefe den Bleiglanz ab.

Der Auffassung W e r n e r s, welcher der Halurgometamorphose (Einwirkung salinischer Lösungen) eine wesentliche Rolle zuschreibt, über das Alter und die Entstehung der Erze können sich die Verfasser nur zum Teil anschließen.

Was zunächst die Halurgometamorphose anlangt, so bieten die Verhältnisse von Andreasberg keine Veranlassung zu ihrer Anwendung, da die Erze sich in keiner Weise von denjenigen anderer Silbererzdistrikte unterscheiden, bei denen an diese Metamorphose schlechterdings nicht gedacht werden kann. Bei den Erklärungen W e r n e r s fällt das Fehlen von Zementationserzen auf, mit denen zweifellos gerechnet werden muß, da die die Oxydation hervorbringenden Lösungen auch zementierend gewirkt haben dürften.

W e r n e r nimmt außerdem mehrere Perioden der Erzbildung durch aufsteigende Schwermetallösungen an. Da diese Schwermetallösungen mit älteren Sulfiden zusammenkamen, mußten sich auch hier Zementationserze bilden.

Die reichen Silbererze von St. Andreasberg unterscheiden sich von den reichen Zementationssilbererzen anderer Distrikte ausschließlich dadurch, daß sie bis zu abnorm großen Tiefen gefunden worden sind, während man sonst gewohnt ist, ihnen vorzugsweise oberhalb des Grundwasserspiegels zu begegnen. In dieser Beziehung gleicht der Andreasberger Gangdistrikt dem Kupfer-Silbererzdistrikt von Butte (Montana),

bei dem ebenfalls an alle möglichen Theorien gedacht wurde, bis schließlich Emmons durch tektonische Ursachen, nämlich durch eine Senkung des Gebietes, also eine nachträgliche Hebung des Grundwasserspiegels, das Auftreten der Zementationserze in größerer Tiefe erklärte.

Solange die Gebirgsbewegungen in dem den Gangdistrikt von Andreasberg bergenden Gebirgsdreieck nicht feststehen, wird die Entstehung der reichen Silbererze nicht geklärt werden. Die wichtige noch zu beantwortende Frage bleibt auch künftighin, ob bei Andreasberg das charakteristische Dreieck im Laufe der geologischen Zeitalter im ganzen topographisch relativ gesunken oder gehoben worden ist. Die Art der Erze spricht nach Krusch für ein Sinken des Gebietes derart, daß sich der Grundwasserspiegel nach und nach heben mußte. Auf diese Weise können reiche Zementationssilbererze in große Tiefen unter den Grundwasserspiegel kommen. Zu den primären Erzen würden nach wie vor Bleiglanz und Zinkblende gehören, und zwar Bleiglanz als oberes, Zinkblende als unteres primäres Teufenmineral. Der ursprünglich wahrscheinlich schon höhere Silbergehalt des Bleiglanzes lieferte dann das Material zu den reichen Silberzementationserzen, welche aus den herniedersinkenden Tagewässern nach Verbrauch ihres Sauerstoffgehaltes durch den reduzierenden Einfluß von Bleiglanz und Zinkblende entstanden. Infolge des durch tektonische Ursachen bedingten Sinkens des Dreiecks kamen diese Erze in immer größere Teufen.

Das Auftreten der Zeolithe dürfte vielleicht auf den direkten Einfluß der in der Nähe befindlichen Eruptivgesteine zurückzuführen sein.

Auf diese Weise ist nach Krusch der sonst ganz auffällige Unterschied zwischen den Gängen des Clausthaler Distriktes und denjenigen der St. Andreasberger Vorkommen erklärlich; denn in Clausthal nimmt der Silbergehalt der Gänge nach Süden, d. h. in der Richtung auf St. Andreasberg zu; haben ja doch die Gänge bei Grund den höchsten Silbergehalt, der sich überhaupt in Deutschland auf sulfidischen Blei-Zinkerzgängen in primärer Teufe findet.

Die Andreasberger Gänge wurden im Jahre 1521 entdeckt; die zweite Hälfte des 16. Jahrhunderts war die Glanzperiode, auf die eine Periode des Stillstandes folgte. Von der Mitte des 17. Jahrhunderts bis zum Jahre 1910 war dann der Bergbau ununterbrochen im Gange, bis man aus Mangel an Erzmitteln den Betrieb einstellte. In den letzten Jahren betrug die Produktion wenige Tonnen Silbererze.

Die Gänge des rheinischen Schiefergebirges.

1. Das Bergische Hügelland.

Literatur.

E. Buff, Beschreibung des Bergreviers Deutz. Bonn 1882 (siehe hierin die ältere Literatur und die Angabe über die beim Oberbergamt zu Bonn aufbewahrten Manuskripte über diese Lagerstätten). — A. Schneider, Lagerstättenkarte des Bensberger Gangreviers in 6 Blättern und 1 Profilkarte im Maßstab von 1 : 20 000. Bonn 1882. — W. Petersson, Die Blende- und Bleigruben Berzelius und Lüderich

im bergischen Lande. Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1899, Jahrg. 58, S. 601. — L. Souheur, Greenockit, Wurtzit und Smithsonit von der Grube Lüderich bei Bensberg. Zeitschr. f. Kristall. u. Min. 1894, Bd. 23, S. 549. — H. v. Dechen, Erläuterung der geologischen Karte der Rheinprovinz und Westfalens. Bonn 1870. — Zeleny, Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt u. s. w. Arch. f. Lagerstätt. Geol. Landesanst. Berlin 1912.

Oestlich von Köln erheben sich aus dem Rheintal die aus mittel- und unterdevonischen Schiefern mit untergeordneten Einfaltungen von mitteldevonischen Kalken bestehenden Höhenzüge des Bergischen Hügellandes.

Die Schichten streichen nordöstlich (h 4) und umfassen das älteste Gedinnien mit seinen liegenden Arkosen und hangenderen rotgefärbten Schiefern bis zu anscheinend hochmitteldevonischen Kalken.

Ob das Schichtenprofil lückenlos ist, läßt sich vorläufig noch nicht feststellen, da die Grenzen der einzelnen Formationsstufen teilweise durch große Störungen bedingt sind; so grenzt beispielsweise bei Bensberg das Gedinnien gegen wesentlich jüngere Kalke des Unter- und Mitteldevons.

Die Devonschichten enthalten in der Gegend von Bergisch-Gladbach, Bensberg, Immekeppel und Engelskirchen eine große Zahl von Blei-Zinkerzgängen, deren wichtigste von den Gruben Lüderich, Bliesenbach, Weiß, Berzelius, Castor und Pollux ausgebeutet werden oder wurden. Während nördlich der Berg. Gladbacher Kalksteinmulde im devonischen Schiefer nur vereinzelte Vorkommen bekannt sind, tritt die Mehrzahl dieser Gänge im Süden derselben auf und verbreitet sich hier gegen Osten und Süden bis an den Bröhlbach und die Sieg; nach Norden wird das Gangrevier durch den Dierscheider und Lennefer Bach begrenzt.

Das auf dem Gedinnien liegende unter- und mitteldevonische Schiefergebirge besteht aus Grauwacken mit untergeordneten Tonschiefern, welche mit dem unterlagernden Gedinnien zum Teil steil aufgerichtete Sättel und Mulden bilden.

Zweifellos besteht, wie Zeleny in Uebereinstimmung mit den Denckmannschen Untersuchungen im Siegerlande gezeigt hat, eine enge Beziehung zwischen dem tektonischen Bau und dem Auftreten der Erzgänge; sie stellen zum Teil Verwerfungen bezw. Gräben dar. Diese Lagerungsverhältnisse konnten besonders bei dem Lüderich und den in der Nähe befindlichen Vorkommen nachgewiesen werden.

Während das Streichen der Gänge sehr wechselt, ist das Einfallen zwar immer steiler als das Nebengestein (meist 60—70°, selten bis 45°), aber diesem gleichgerichtet.

Bezüglich der Mächtigkeit und Zusammensetzung der Gänge bestehen die größten Verschiedenheiten. Die geringmächtigen zeigen deutliche Salbänder, teils in Form trockener Klüfte, teils als Lettenbestege. Dabei besteht die Füllung der Gänge aus zersetzten Tonschiefern, Bruchstücken von Grauwacken und Arkosen, die von Quarztrümern und Erzen durchzogen werden. Werden die Gänge mächtiger, so tritt diese normale Breccienstruktur zurück, indem größere Nebengesteinsschollen, die ihren inneren Zusammenhang bewahrt haben, aber aus dem Verbande des Nebengesteins gelöst und vielfach nachträglich zerbogen, geknickt, gefaltet, verschoben und von Klüften durchsetzt sind, die Hauptmasse

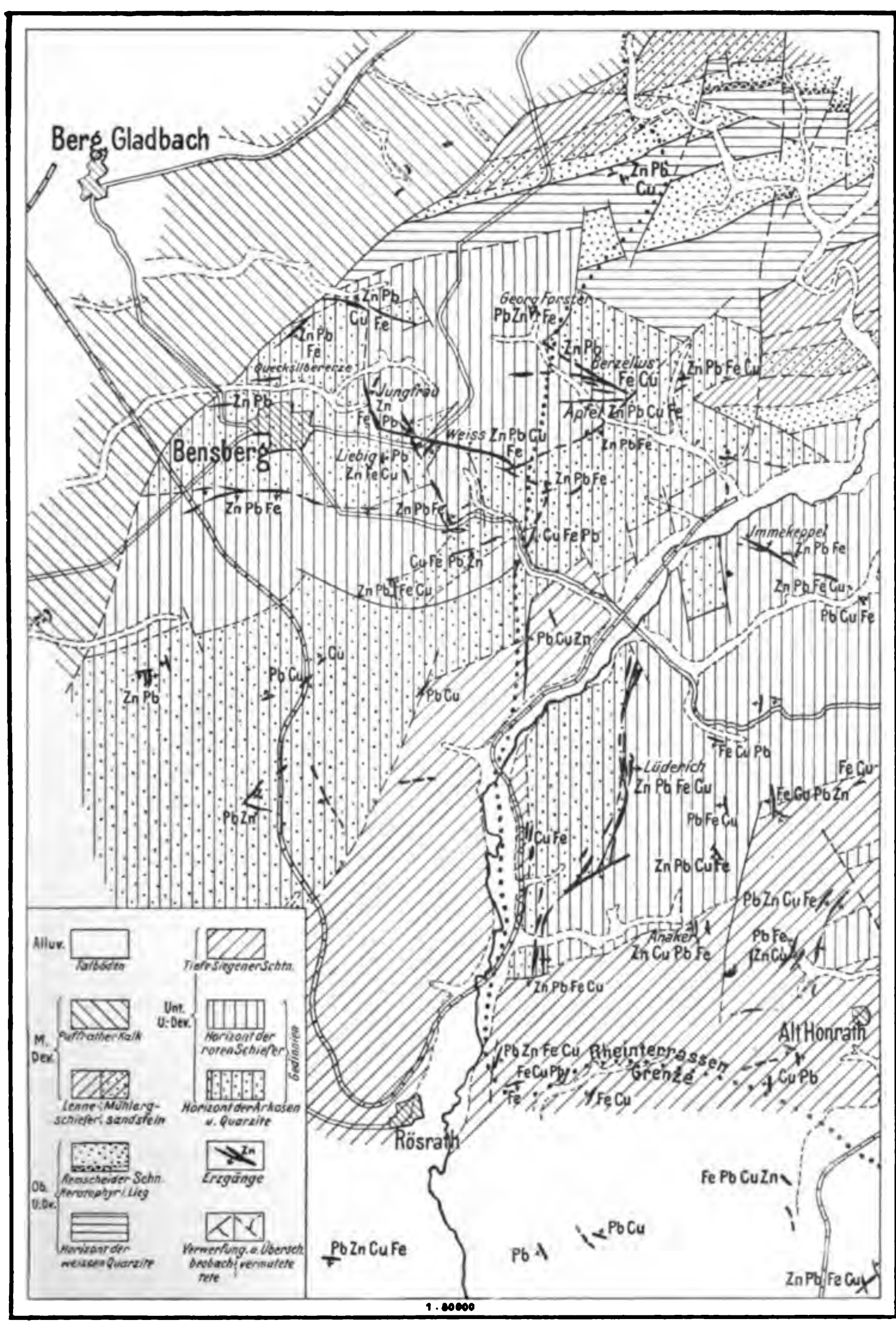


Fig. 47. **Uebersichtskarte** der Gänge des Bergischen Landes. (Nach Zeleny, Arch. f. Lagerstättenforschung, Geol. Landesanstalt 1912.)

der Gangfüllung ausmachen, die dadurch ein häufig lagerartiges Aussehen erhält. Im Zusammenhang hiermit steht das Verschwinden einer deutlichen Gangbegrenzung, so daß häufig nur durch das ausnahmslose Auftreten eines steinmarkartigen, auf den Kluftflächen dieser großen im Gangraume befindlichen Nebengesteinsschollen ausgeschiedenen Minerals eine Orientierung darüber möglich ist, ob man sich noch im Gange befindet oder nicht. Die Tonschiefer der Gangmasse sind oft zu schwarzen, von zahllosen Harnischen und Rutschflächen durchzogenen Gangtonschiefern umgebildet. Solche Gangpartien, die sich aus einer größeren Zahl von Einzelgängen zusammensetzen können und dann wohl besser als Gangzonen bezeichnet werden, sind örtlich namentlich im Liegenden von deutlichen Salbändern scharf begrenzt, während anderseits Partien nicht selten sind, in denen vorzugsweise im Hangenden ein allmählicher Uebergang in das anfangs zerklüftete, weiterhin aber völlig regelmäßige Gestein stattfindet.

Wir haben also hier bei den mächtigeren Vorkommen den Typus der zusammengesetzten Gänge im Sinne v. Cottas.

Die streichende Länge der Gänge ist recht verschieden, während die meisten nur etwa 50 m erreichen, wurden die großen Gangzonen auf Tausende von Metern verfolgt. So kennt man den Maxgang auf ca. 1 km und das Lüdericher Gangsystem auf ca. 4 km Länge.

Innerhalb dieser Gänge sind die Erze ungleichmäßig verteilt. Sie konzentrieren sich zu sogenannten Erzmitteln, die von tauben oder armen Partien begrenzt sind. Die Struktur der Erzmittel ist entweder eine massige oder eine eingesprengte. Sie nehmen entweder die ganze Mächtigkeit des Ganges ein, wobei sich dann am Hangenden und Liegenden oft die reichsten Erzanhäufungen finden oder sie treten mehr im Innern der Gangräume auf, derart, daß sie selbst wiederum bald scharf durch Salbänder begrenzt, bald mit der tauben Gangfüllung verwachsen erscheinen. Fast immer streichen die Gangmittel übereinstimmend mit dem Gang und stellen ein System linsenförmiger oder knollenartiger Körper innerhalb der Gangmasse selbst dar. Nach der Tiefe zu verkürzen sie sich oft trichterförmig und werden durch neue, meist in gleichem Sinne angeordnete Mittel abgelöst.

Die Erzführung besteht hauptsächlich aus dichtem, feinkörnigem bis grobblätterigem Bleiglanz mit einem wechselnden Silbergehalt von mindestens 200 g, 500 g im Durchschnitt und 7000 g im Höchstfalle. Ebenso wichtig und häufig ist die meist grobblätterige, schwarzbraune, stets kadmiumhaltige Zinkblende. Kupferkies findet sich fast allenthalben in kleineren Partien, die ohne wirtschaftliche Bedeutung sind, auch Schwefelkies ist auf Klüften und Drusen nicht selten. Der Spateisenstein ist auf den Lagerstätten recht häufig und einzelne, heute als Bleiglanz und Zinkblende führend bekannte Gänge sind ursprünglich zur Gewinnung von Spateisenstein in Angriff genommen worden.

Da der Spateisenstein auch in der Tiefe auf einzelnen Gruben reichlicher auftritt, scheint er keine bestimmte primäre Teufe darzustellen. Anders liegen die Verhältnisse zwischen Zinkblende und Bleiglanz: die Menge beider wechselt sowohl auf den verschiedenen Gängen als auch innerhalb

der Mittel ein und desselben Ganges. Auf dem Lüderich wurde nach einem neunundzwanzigjährigen Durchschnitt das Verhältnis von Zinkblende zu Bleiglanz wie 100 : 5,7, auf Blücher wie 100 : 10,9, auf Berzelius wie 100 : 31,5 und auf Apfel wie 100 : 41,2 ermittelt.

Im allgemeinen wird aber bei diesen Gängen in der Tiefe Bleiglanz durch Zinkblende abgelöst, so daß Zinkblende einer tieferen primären Teufe entspricht.

Mehrfach ist nach der Tiefe die Erzführung insofern ungünstiger geworden, als

1. die derben reichen Partien auf Kosten der eingesprengten und mit Nebengestein verwachsenen Erze nachgelassen haben, und
2. im ganzen eine erhebliche Verarmung der Erzführung Platz gegriffen hat.

Große Pingenzüge, welche das Ausgehende der bedeutenderen Gänge anzeigen, deuten auf alten, wohl nur auf Blei- und Silberkonzentrationserze geführten Bergbaubetrieb, über den bestimmte Nachrichten fehlen, sicher ist er bereits von den Römern aufgenommen worden.

Für die Grube Lüderich gehen die sicheren geschichtlichen Nachrichten bis ins Jahr 1250 zurück, wo Erzbischof Konrad von Hochstaade die Grube betrieben haben soll, um Mittel für den Bau des Kölner Domes zu gewinnen. Die gegenwärtige Betriebsperiode der bei weitem bedeutendsten Grube des Bergischen Hügellandes datiert aus den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts, seitdem man gelernt hat, aus der Blende Zink herzustellen. Die Bedeutung des Lüderich geht aus seiner Produktion hervor, welche im Jahre 1880 21 742 t Zinkerze und 6461 t Bleierze im Gesamtwerte von 1 872 689 Mark lieferte. Im Jahre 1911 betrug die Produktion 12 600 t Blende und 1 570 t Bleiglanz. Die Grube baut bis 80 m unter der Talsohle.

2. Der Holzappeler Gangzug.

Literatur.

A. Bauer, Die Silber-, Blei- und Kupfererzgänge von Holzappel an der Lahn, Wellmich und Werlau am Rhein. Karstens Archiv für Bergbau u. s. w. Bd. 15, 1841. — Fr. Wenkenbach, Beschreibung der im Herzogtum Nassau an der unteren Lahn und dem Rhein aufsetzenden Erzgänge, sowie eine kurze Uebersicht der bergbaulichen Verhältnisse derselben. Nassauisches naturwissensch. Jahrb. 1861, Bd. 16. — L. Souheur, Die Lagerstätte der Zink-, Blei- und Kupfererzgrube Gute Hoffnung bei Werlau am Rhein. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt 1892, S. 96. — Erläuterungen zu Blatt Schaumburg der geologischen Spezialkarte von Preußen 1892, bearbeitet von E. Kayser, die Lagerstätten von A. Schneider. — Einecke, Die südwestliche Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges zwischen der Lahn und der Mosel. Bericht der Senkenbergischen naturforschenden Gesellschaft 1906. — Holzapfel, Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Neue Folge XV, 1893. — Beschreibungen der Bergreviere Wiesbaden-Dietz 1893, bearbeitet von Holzapfel, Ulrich, Körfer u. s. w., herausgegeben vom Kgl. Oberbergamt zu Bonn. — W. Schöppe, Der Holzappeler Gangzug. Kgl. Preuß. Geol Landesanstalt. Arch. f. Lagerstättenforschung, Heft III. Berlin 1911.

Das Gebiet an der unteren Lahn besteht vorwiegend aus Unterdevon, welches nach Osten zu von Mittel- und Oberdevon überlagert wird. Die

Schichten streichen nordöstlich und bilden eine große Anzahl paralleler Falten, die infolge der Ueberkippung fast durchweg südöstlich einfallen. Für die Erzgänge kommt nur das Unterdevon in Frage und zwar zu unterst Hunsrückschiefer, darüber Unter- und Oberkoblenzschichten, welche aus verschiedenartigen Tonschiefern, Grauwacken und Quarziten mit Porphyroidschiefern und Diabasen bestehen. Infolge der zahlreichen Verwerfungen und der Seltenheit der Horizonte mit ausschlaggebenden



Fig. 48. Verlauf der Gangzüge der Gegend von Holzappel nach Spezialaufnahmen der Geologischen Landesanstalt.

Versteinerungen sind die Lagerungsverhältnisse nicht immer leicht festzustellen.

Die Porphyroide gehören dem tiefsten Horizont der Unterkoblenzstufe an. Man faßt sie in der Regel als dynamometamorphe Eruptivgesteine und Tuffe auf.

Besonderes Interesse verdient das als weißes Gebirge bezeichnete Gestein, welches nach der früheren Auffassung entweder lagerartig auftritt und dann umgewandelte Schiefer oder Porphyroide darstellen soll oder

gangartig vorkommt und ein Zersetzungsprodukt von Diabasen sein dürfte.

Schöppe bestätigte die von Rosenbusch ausgesprochene Vermutung, daß das weiße Gebirge hauptsächlich durch den Einfluß der Thermalmetamorphose entstanden ist und will künftighin nur dasjenige Gestein als weißes Gebirge aufgefaßt wissen, welches gangartig auftritt und aus Diabasen hervorging. Dieses weiße Gebirge ist nach seinen Untersuchungen älter als die heutigen Erzgänge, deren Schwermetalllösungen das fragliche Gestein zum letztenmal umwandelten.

Die Gesteinsschichten und Erzgänge werden von einer großen Anzahl von Gebirgsstörungen beeinflußt, von denen die Seitenverschiebungen an den Gangspalten am ältesten und mutmaßlich devonisch sind. Etwas jünger sind die „Bänke" oder söhligen Veränderungen, die etwas nördlicher als die Schichten streichen und Ueberschiebungen darstellen dürften. Sie fallen mit 10—30° nach Südosten ein und verdrücken die Erzgänge im Streichen und im Fallen. Sie sind jünger als die Gänge und dürften der postkulmischen Gebirgsbildung angehören.

Echte Spaltenverwerfungen stellen die das Gebirge spießwinklig durchsetzenden Klüfte, von denen die morgendliche und abendliche Hauptkluft die bedeutendsten sind, dar.

Der Holzappeler Gangzug bildet nach Kaysers Vermutung, die auch von Schöppe bestätigt wird, eine streichende Verwerfung, die allerdings nicht durchweg Schichtenverschiebungen erzeugte.

Die generelle Uebereinstimmung des Ganges im Streichen und Fallen mit dem Nebengestein berechtigt ihn trotz der geringen Abweichungen als Lagergang aufzufassen. Der Gangzug streicht h 4,4 und fällt mit 52° nach Südosten ein. Er besteht aus fünf Erzgängen, von denen einer den Hauptgang darstellt, während drei Nebentrümer bilden und einer als Quergang ausgebildet ist.

Die Mächtigkeit des Hauptgangs schwankt zwischen 0,6 und 7 m, sie scheint nach der Tiefe geschlossener zu werden, wenn auch Verdrückungen nicht selten sind; auf Holzappel wurde er über 2200 m, auf Leopoldine und Luise über 1200 m verfolgt; nach der Tiefe kennt man ihn bis zur sechzehnten Sohle d. i. 342 m unter N. N.

Von den Nebentrümern ist der liegende Gang mit 20—30 cm Mächtigkeit der wichtigste; der hangende hat 10—15 cm und der hangendste Erzgang besteht aus zwei Trümern von je 15 cm Stärke, er wurde auf der dreizehnten Sohle in 40 m Entfernung vom Hauptgang gefunden.

Der Quergang streicht h 1 bis 2 und fällt mit 72° nach Osten ein, seine Mächtigkeit verringert sich nach der Tiefe von 50 cm auf 10—12 cm.

Der Einfluß des Nebengesteins kommt nur bei der Form der Gangspalte in Betracht, die im Grauwackenschiefer am regelmäßigsten ist, sich in der rauhen Grauwacke bereits zerschlägt und in milden Tonschiefern am ungünstigsten wird.

Im allgemeinen handelt es sich im Holzappeler Revier um zusammengesetzte Gänge, wenn auch einige einfache auftreten.

Die hauptsächlichsten Erze sind silberhaltiger Bleiglanz, Zinkblende,

Spateisen, Kupferkies, Fahlerz und selten Schwefelkies, während die hauptsächlichste Gangart Quarz ist; Kalkspat und Bitterspat finden sich zusammen mit Rubinblende (Zinkblende) auf den Querklüften als junge Bildungen.

Die Verteilung der Erze innerhalb der Gangspalten ist ziemlich regelmäßig, da größere taube Mittel selten sind. Die reichsten Bleiglanzmassen fanden sich im Hauptgang in den oberen Sohlen bis zur dritten Tiefbausohle in 42 m über N.N. Der Silbergehalt ist in dem feinkörnigen und schweifigen Bleiglanz am größten, nämlich 0,15 Proz. (1500 g pro Tonne), beträgt aber im Durchschnitt gegenwärtig nur 48—55 g. Spateisen fand sich im Hauptgang in den höheren Sohlen.

Fahlerz trägt das Gepräge der Zementationserze; Kupferkies nimmt nach der Tiefe schnell ab.

In bezug auf das Altersverhältnis der Erze ist die Feststellung Schöppes wichtig, daß die Ausfällung des Bleiglanzes jünger ist als diejenige der Zinkblende und des älteren Kupferkieses. Der Spateisenstein ist zwar zum Teil prädiabasisch, wie beispielsweise durchweg in dem nicht weit entfernten Siegerlande, seine Bildung dauerte aber noch in jüngere Zeiten hinein.

Was die Bedeutung der Grube Holzappel anbelangt, so dürfte folgende der Schöppeschen Arbeit entnommene Tabelle Auskunft geben:

Jahr	Bleierze	Silbergehalt im Bleierz	Zinkerze	Ausbringen in Proz. per t Roherz	
	t	g	t	an Bleiglanz	an Blende
1896	3 099	57,59	8 374	7,76	20,823
1897	3 603	58,45	8 201	8,306	18,905
1898	3 501	55,83	8 581	7,697	18,806
1899	3 488	54,31	8 965	7,254	18,644
1900	3 758	68,41	8 632	7,607	17,461
1901	3 393	76,57	9 342	6,952	19,143
1902	3 335	66,23	9 593	6,546	19,834
1903	4 237	69,22	8 806	8,201	17,044
1904	4 930	58,96	8 258	9,240	15,47

Jahr	Bleierze	Gehalt an Ag	Zinkerz	Ausbringen an	
				Pb	Zn
	t	g	t	Proz.	Proz.
1905	4 023	62,51	5 766	7,76	11,13
1906	4 147	61,69	9 572	7,15	16,50
1907	4 455	65,52	9 196	7,25	14,98
1908	4 290	76,37	9 817	7,14	16,35
1909	3 241	67.94	9 965	5,32	16,34
1910	3 282	72,73	9 650	5,29	15,55

Die Roherze der Grube Holzappel gehören mit zu den reichsten Blei-Zinkerzen Deutschlands. Da die gewinnbare Bleimenge in den Jahren 1905—1910 zwischen 5,3 und 7,8 und die gewinnbare Zinkmenge zwischen 11,1 und 16,3 Proz. schwankt, ist sie wesentlich höher als der Durchschnitt in Deutschland, der nur ca. 4 Proz. Blei und 11 Proz. Zink betrug.

3. Der Emser Gangzug.

Literatur.

Wenkenbach, Beschreibung der im Herzogtum Nassau an der unteren Lahn und dem Rhein u. s. w. aufsetzenden Erzgänge, sowie eine kurze Uebersicht der bergbaulichen Verhältnisse derselben. Nassauisches naturwissenschaftliches Jahrb. Wiesbaden 1861, Bd. 16. — G. Seligmann, Beschreibung der auf der Grube Friedrichssegen vorkommenden Mineralien. Verhandl. des naturhistorischen Vereins der preuß. Rheinlande und Westfalens 1876, Bd. 33. — Geologische Spezialkarte von Ems von E. Kayser, aufgenommen 1884 und 1885, mit Erläuterungen. — Beschreibungen der Bergreviere Wiesbaden und Dietz 1893, bearbeitet von Holzapfel, Ulrich, Körfer u. s. w., herausgegeben vom Kgl. Oberbergamt zu Bonn.

Der Emser Gangzug liegt annähernd 13 km westlich von dem oben beschriebenen Holzappeler, in unterdevonischen Schichten, welche nach Kayser zum Oberkoblenz und dem darunter liegenden Koblenzquarzit gehören.

Im Gebiete von Ems sind die genannten Schichten, die in petrographischer Beziehung aus Tonschiefer, Grauwacken und Quarzit bestehen, zu nordöstlich streichenden Sätteln und Mulden gefaltet und von einer großen Anzahl von Störungen beeinflußt (Fig. 49).

In diesen Gesteinen setzen viele Blei-Zinkerzgänge auf, welche zu Ganggruppen und Gangzügen vergesellschaftet sind. Von Norden nach Süden geordnet sind besonders erwähnenswert die Ganggruppe von Hohe Buchen, Silberkaute, Silberkäutchen und Kellersberg, diejenige von Merkur und schließlich südlich von Ems: Malberg, Bergmannstrost und Friedrichssegen. Die bedeutendsten sind konsolidierte Friedrichssegen bei Oberlahnstein, Bergmannstrost südlich und Merkur nördlich von Ems.

Die Erze sind an eine Zone milder Grauwacken und Tonschiefer, die zum Unteren Koblenz gehört, gebunden. Sie streicht N-O (h 3), fällt mit 75° südöstlich ein und ist 120—150 m mächtig. Ihre Grenzflächen werden am Hangenden und Liegenden durch Lettenklüfte markiert, die den Namen liegender bezw. hangender Hauptbesteg führen. Auf Merkur enthält der hangende Hauptbesteg bis 0,5 m mächtig Bleiglanz und Zinkblende.

Die Erzmittel, deren Länge von der Größe des Abweichungswinkels gegen die erwähnten Grenzflächen abhängig ist, werden durch mehr oder weniger parallel verlaufende Klüfte in gegeneinander verschobene Stücke geteilt. Die Grube Friedrichssegen hat deren mehr als 24, davon erwiesen sich 17 als erzführend und verteilten sich auf eine Länge von 1400 m.

Auf der Grube Merkur kennt man sieben Gangmittel in einer Länge von 2300 m. Die Mächtigkeit der Mittel steigt bis zu 10, ausnahmsweise bis zu 20 m. Die Verwachsung der Erze und Gangarten ist bald eine massige, bald eine lagenförmige. Die Erzführung besteht aus silberhaltigem Bleiglanz, Zinkblende, Spateisenstein und Kupferkies, seltener sind Nickel- und Kobaltkies und Gediegen Silber. Die Hauptgangart ist Quarz, während Kalkspat und Bitterspat nur untergeordnet auftreten.

Von diesen Erzen sind beim Hauptgang Friedrichssegen Bleiglanz und Zinkblende annähernd in gleicher Menge vorhanden (8—9 Proz.),

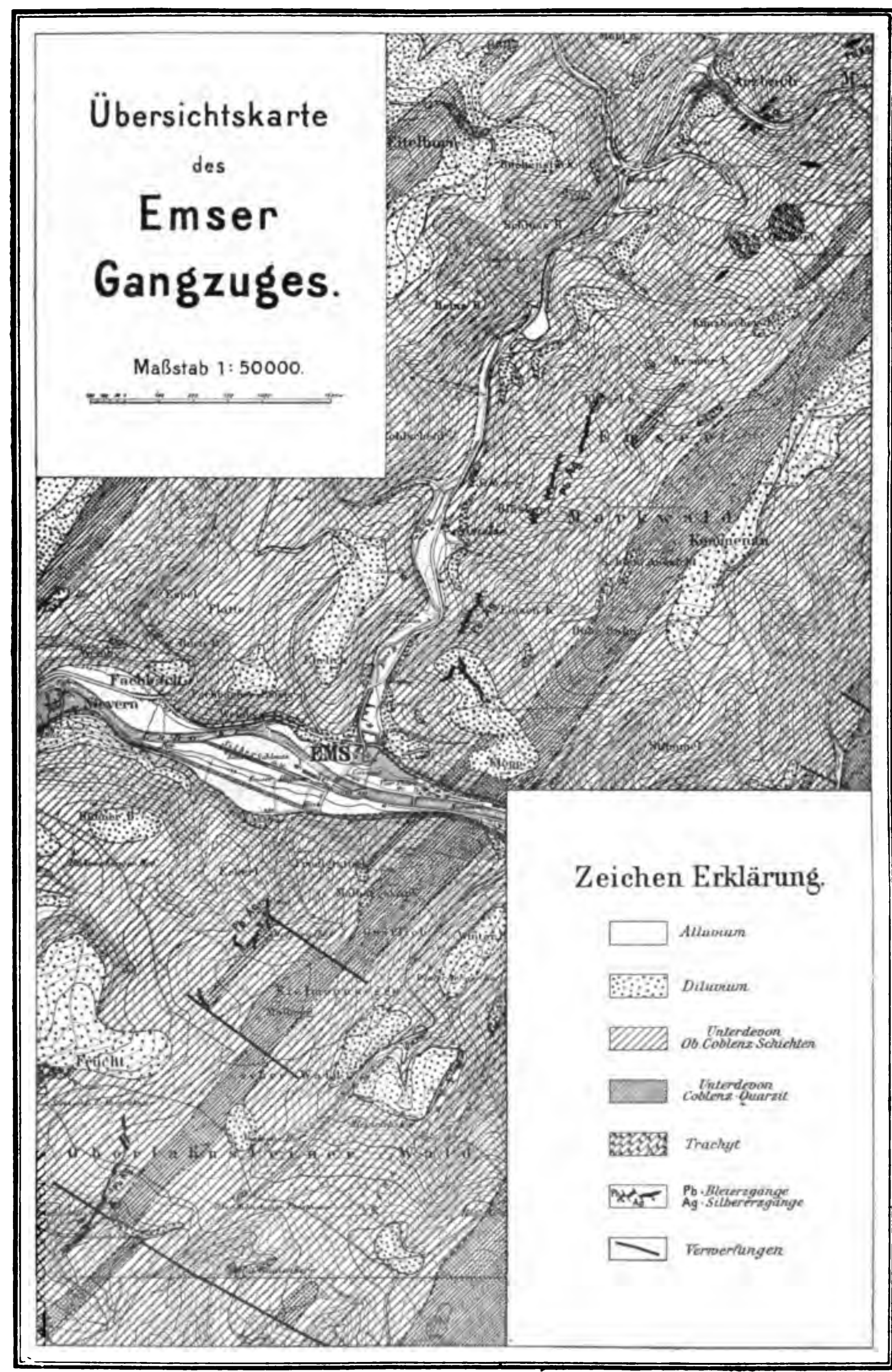


Fig. 49. Geologische Uebersichtskarte des Emser Gangzuges.

Spateisenstein ist auf ca. dreimal so viel geschätzt worden, während Kupferkies nur in geringer Menge vorkommt (annähernd $^1/_{20}$ des Bleiglanzes).

Der Silbergehalt des reinen ca. 65 Proz. Pb enthaltenden Bleiglanzes beträgt 500 g pro Tonne.

Bemerkenswert sind bei den Emser Gangzügen die Erze der Oxydations- und Zementationszone, wie Pyromorphit, Gediegen Silber und Kupfer, Malachit und Kupferlasur, Rotkupfererz, Bournonit, Silberamalgam, Fahlerz u. s. w.

Die Anfänge des Bergbaues der Gegend von Ems liegen sehr weit zurück, so soll auf der Grube Friedrichssegen schon zur Zeit der Römer Erzgewinnung stattgefunden haben. Das ist um so wahrscheinlicher, als die Gangmittel in beträchtlicher Mächtigkeit und zum Teil edel zutage ausgingen. Sichere geschichtliche Aufzeichnungen stammen aus dem Anfang des 13. Jahrhunderts, wo Kaiser Friedrich II. auf die „Kölnischen Löcher" eine Belehnung erteilte. Auch die Erzgruben Merkur, Bergmannstrost u. s. w. haben ein hohes Alter, da die Nachrichten bis 1158 zurückreichen. Gegenwärtig sind die Emser Gruben im Besitze der Stolberger Gesellschaft in Aachen. Die Produktion betrug 1910 6447 t Bleiglanz und 7558 t Zinkblende, 222 t Kupfererz und 7044 t Eisenspat.

4. Die Erzgänge von Ramsbeck.

Literatur.

E. Haber, Der Blei- und Zinkerzbergbau bei Ramsbeck. Zeitschr. f. d.B.-, H.- u. S.-Wesen im preuß. Staate 1894, Bd. 42, S. 77. — E. Schulz, Geologische Uebersicht der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe im Oberbergamtsbezirk Bonn. Bonn 1877. — Derselbe, Geologische Uebersichtskarte der Bergreviere Arnsberg, Brilon, Olpe sowie des Fürstentums Waldeck. Korrespondenzblatt des naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westfalen 1887, Bd. 44. — Untersuchungen von A. Denckmann. Im Manuskript.

In der Nähe des Dorfes Ramsbeck im östlichen Teile des Kreises Meschede (Bergrevier Brilon) erstreckt sich über einen etwa 14 km langen und 12 km breiten Flächenraum des nördlichen Sauerlandes ein seit langen Jahren in Ausbeute stehender Erzbergbaudistrikt. Die Gänge setzen nach den Untersuchungen Denckmanns in den devonischen Ramsbecker Schichten auf, die aus einer Wechsellagerung von Grauwacken mit Tonschiefern bestehen und von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt werden.

Nach Ausfüllung und Richtung lassen sich zwei Gruppen von Erzgängen unterscheiden, nämlich die nordsüdlich streichenden, steil nach Osten einfallenden unbedeutenden Brauneisenerzgänge und die recht wichtigen, westöstlich streichenden Bleizinkerzgänge. Von den letzteren kennt man eine große Zahl. Sie lassen sich trotz des nesterförmigen Charakters und der geringen Mächtigkeit der Erzführung im Streichen weithin verfolgen.

Das Einfallen ist nach Süden gerichtet und im allgemeinen flacher als das des Nebengesteins, im westlichen Teile des Reviers beträgt es 12—15, im östlichen 25—30°. Die O-W (h 5 bis 6) streichenden Gänge durchsetzen spießwinklig das h 4 bis 5 streichende Nebengestein. Gelegentlich folgt auch ein Erzgang auf einige Erstreckung der Grenze zwischen Grauwacke und Schiefer.

Die Neigung der Hauptgänge zur Bildung von Paralleltrümern ist bemerkenswert.

Denckmann hat den Nachweis geliefert, daß die Ausfüllung der Gänge in den Grauwacken wesentlich reicher ist, als in den Schiefern. Während die Spalten in den ersteren mächtig und einheitlich entwickelt sind und wesentlich Sulfide führen, zersplittern und verarmen sie in den letzteren.

Unter den Störungen der Gänge sind die flachen „Schiebungen", die vorzugsweise in der Nähe des Ausgehenden auftreten, bemerkenswert. Sie bilden in der Grauwacke deutliche, im Schiefer dagegen undeutliche, sehr flach einfallende Ebenen, an denen in der Regel der hangende Teil der Gebirgsschichten in nördlicher Richtung verschoben ist; die Größe der Verschiebung beträgt selten mehr als 100 m. Echte Verwerfungen mit steilem Einfallen und geringer Sprunghöhe sind in größerer Zahl vorhanden.

Die Ausfüllung besteht aus Bleiglanz, Zinkblende und untergeordnet Schwefelkies und Kupferkies, denen sich wenig Spateisenstein zugesellt; die Hauptgangart ist Quarz. Die Erzführung erweist sich als recht absätzig und ist auf geringmächtige, edle Mittel beschränkt, welche mit ausgedehnten tauben Partien abwechseln. Das wichtigste Erz ist Bleiglanz mit 0,027 bis 0,065 Proz. Silber, er ist stets mit Quarz und Zinkblende verwachsen.

Charakteristisch für Ramsbeck ist das Auftreten von rundlichen Einschlüssen von Milchquarz in dem feinkristallinen, fast dicht erscheinenden, oft silberreichen Bleiglanz. Vielleicht handelt es sich hier um Reste einer früher vorherrschenden quarzigen Gangart, die später durch Bleiglanz verdrängt wurde. Grobkristalline Glasurbleierze sind bei Ramsbeck selten.

Die Zinkblende ist meist grobkristallin und kastanienbraun und gewöhnlich mit anderen Erzen und Gangarten verwachsen. Neben Quarz finden sich als seltenere Gangarten Spateisenstein, Kalkspat, Bitterspat und Schwerspat.

Die genetischen Verhältnisse sind bei Ramsbeck keine einfachen, da es sich jedenfalls um wiederholtes Aufreißen der Gangspalten handelt, so daß die verschiedenen Erze und Mineralien der Gangfüllung nicht gleichaltrig sind. Wieweit nachträgliche Verdrängungserscheinungen eine Rolle gespielt haben, müssen weitere Untersuchungen ergeben.

Den früher stark zersplitterten Bergbaubesitz hat seit dem Jahre 1859 die Aktiengesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen in ihrer Hand vereinigt. Die Förderung betrug 1890 4025 t Bleierz und 2924 t Zinkblende, und im Jahre 1910 2113 t Bleiglanz und 7252 t Zinkblende.

5. Die Gänge des Velberter Sattels.

Literatur.

Die Lintorfer Erzbergwerke, Veröffentlichung gelegentlich der Düsseldorfer Gewerbeausstellung 1880. — Schrader, Das Bleierzvorkommen bei Lintorf. Korrespondenzblatt des naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westfalen 1880, S. 60. — v. Groddeck, Ueber die Erzgänge bei Lintorf. Zeitschr. f. B.-, H.- u. S.-Wesen 1881, XXIX, S. 201. — Schrader, Die Selbecker Erzbergwerke. Korrespondenzblatt des naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westfalen 1884. — v. Schwarze, Zinkblende- und Bleierzvorkommen zu Selbeck 1886. —

Küppers, Die Erzlagerstätten im Bergrevier Werden am Rhein. Mitteilungen aus dem Markscheiderwesen 1892, VI, S. 28. — H. E. Boeker, Die Mineralausfüllung der Querverwerfungsspalten im Bergrevier Werden u. s. w. Glückauf 1906. — E. Zimmermann II, Kohlenkalk und Culm des Velberter Sattels im Süden des westfälischen Karbons. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1909, II, S. 369.

Südlich vom westfälischen produktiven Karbon liegen auf dem Velberter und dem nächst nördlicheren Devonsattel, die sich von Westen her in das Karbongebiet einschieben, eine Reihe von heute leider zum Erliegen gekommenen Erzgruben. Sie treten sowohl in dem die Sattelkerne bildenden Devon, als auch im Kohlenkalk, im Kiesel- und Alaunschiefer des Kulm und im Flözleeren auf (Bd. I, Fig. 11, S. 9).

Die Nebengesteinsschichten streichen an den Sattelflügeln nordöstlich, die Gänge durchsetzen sie annähernd rechtwinklig.

Bemerkenswert sind die Lagerstätten deshalb, weil sie die südöstliche Fortsetzung der im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge nachgewiesenen Querverwerfungen bilden. Zwischen diesen Störungen und den Erzgängen besteht also kein prinzipieller Gegensatz, während die letzteren hauptsächlich mit Erz und Gangart ausgefüllt sind, zeigen die ersteren nur untergeordnet Erzführung.

Die streichende Erstreckung der Gänge ist z. B. beim Lintorfer Hauptgang auf mehrere Kilometer nachgewiesen. Die Mächtigkeit kann bis mehrere Meter betragen; die Grenze zwischen Gang und Nebengestein ist namentlich bei Selbeck wenig scharf.

Die Ausfüllung der Erzgänge besteht aus Bleiglanz, der sehr rein ist und nur geringen Silbergehalt zeigt und untergeordnet aus Zinkblende, mit wenig Kupferkies; Markasit und Schwefelkies sind reichlich vorhanden. Eine ziemliche Rolle spielen Bruchstücke des Nebengesteins und die Gangarten Kalkspat, Braunspat, etwas Schwerspat und Quarz. Die Schwerspatführung ist deshalb interessant, weil die Gänge verhältnismäßig weit weg von der Hauptschwerspatzone Westfalens bei Gladbeck u. s. w. liegen, für die die Verbreitung von Zechstein und Trias zweifellos wichtig ist.

In genetischer Beziehung dürften die Nebengesteinsschichten und namentlich der Alaunschiefer bei der Ausfällung eine wesentliche Rolle gespielt haben.

Der Bergbau des Gebietes ist deshalb von technischem Interesse, weil die Ruhr und Rhein durchsetzenden Querverwerfungen z. T. derartige aus den genannten Flüssen stammende Wassermengen führten, daß der Betrieb eingestellt werden mußte; die Pumpen hatten zeitweise weit über 100 cbm pro Minute zu heben.

Přibram in Böhmen.

Literatur.

W. Vogelgesang, Die Przibramer Erzniederlage. Cottas Gangstudien 1850, I, S. 305. — E. Kleszczynski, Geschichtliche Notizen über den Bergbau um die Stadt Přibram. Jahrb. d. K. K. Bergakademien V für 1855. — Fr. Babánek, Zur Kenntnis der Pribramer Erzgänge. Oesterr. Zeitschr. f. d. Berg- und Hütten-

wesen 1878. — J. Schmid, Bilder von den Erzlagerstätten zu Přibrama. Herausgegeben vom K. K. Ackerbauminister. Mit ausführlicher Literaturzusammenstellung. Wien 1887. — Derselbe, Montangeologische Beschreibung des Přibramer Bergbauterrains und der Verhältnisse in der Grube nach dem gegenwärtigen Stande des Aufschlusses in diesem Terrain. Herausgegeben von der K. K. Bergdirektion. Redigiert von W. Göbl 1893. — F. Pošepny, Beitrag zur Kenntnis der montangeologischen Verhältnisse von Přibram. Arch. f. prakt. Geol. II. Freiberg 1895. — Führer des Intern. Geologen-Kongr. 1903. I. — A. Hofmann, Neues über das Přibramer Erzvorkommen. Oesterr. Zeitschr. f. d. Berg- und Hüttenwesen 1906, Nr. 10.

Südwestlich von Prag liegt am linken Ufer der Moldau bei Pribram-Birkenberg das Silber- und Bleierzgebiet von Přibram. Das Gebiet besteht

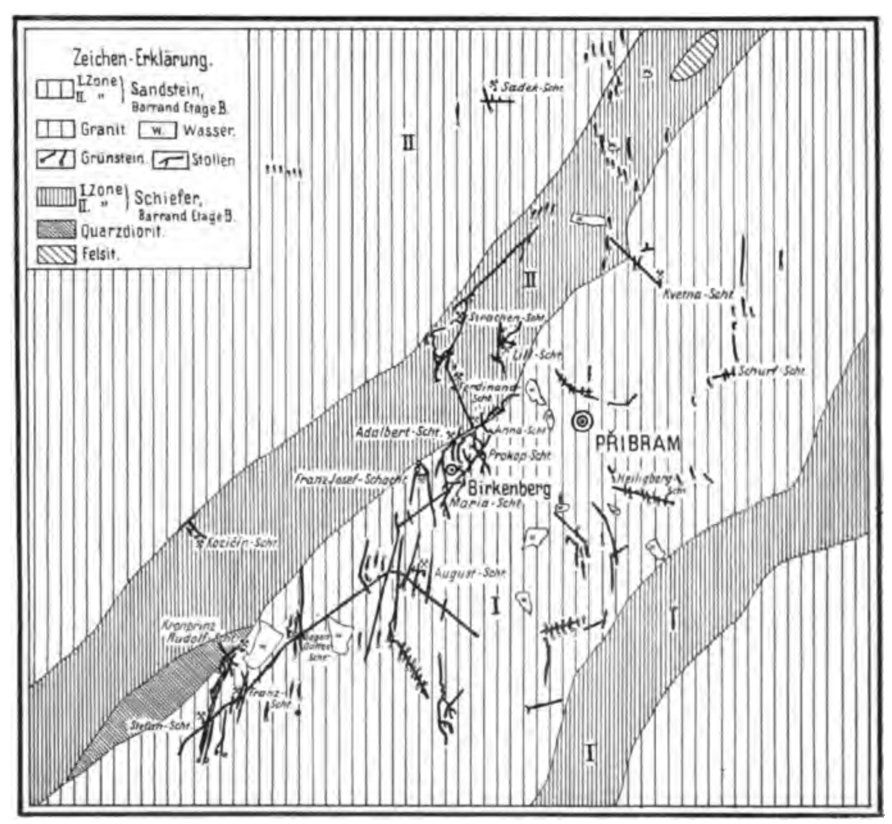


Fig. 50. Geologische Karte der Umgegend von Přibram i. M. 1 : 100000. (Nach J. Schmid.)

aus untersilurischen Grauwackenschichten (Etage B Barrandes), welche von der geologischen Reichsanstalt als Přibramer Schiefer und Sandstein bezeichnet werden. Die südöstliche Grenze dieser Etage B wird ca. 3,5 km von Přibram von Granit und Urtonschiefer gebildet. Das unterste Glied der Etage ist die „erste Schieferzone", auf welcher konkordant die „erste Sandsteinzone" liegt, die muldenförmige Lagerung zeigt und infolgedessen ihre westliche Fallrichtung allmählich in eine steile östliche verändert. Hierauf folgt die „zweite Schieferzone", sie ist fächerförmig aufgerichtet und fällt anfangs östlich, dann westlich ein. Diese Zone wird

von dem obersten Gliede der Etage B der „zweiten Sandsteinzone“ überlagert, die schwaches westliches Einfallen zeigt. Noch weiter nach der Mitte der großen böhmischen Silurmulde zu folgt die Etage C Barrandes d. s. Jinecer Schichten in konkordanter Auflagerung.

Die Gesteine der Schieferzonen sind tonigquarzige und tonigglimmerige, sehr feinkörnige und dichte Schiefer, deren Härte vom Quarzgehalt abhängt. Die Gesteine der Sandsteinzonen dagegen werden im allgemeinen als Grauwackensandsteine bezeichnet, die je nach der Korngröße bald als Konglomerate mit Quarzgeröllen und quarzigem oder quarzigtonigem Bindemittel, bald als mehr oder weniger feinkörnige Sandsteine entwickelt sind. Das Bindemittel ist verschieden gefärbt, so daß die Schichten der Sandsteinzonen recht mannigfaltig aussehen können.

Nach Grimm ist die Auflagerung der ersten Schiefer- und der ersten Sandsteinzone eine unmittelbare, dagegen wird die Grenze zwischen der ersten Sandstein- und zweiten Schieferzone durch eine Lettenkluft gebildet, und an der Grenze zwischen der zweiten Schiefer- und zweiten Sandsteinzone wurde eine Kieskluft angefahren. Während die letztere wenig bekannt ist, erweist sich die Lettenkluft, die Grenze des erzreichen Gebietes nach Nordwesten, als ein bis mehrere Dezimeter mächtig. Sie streicht h 4 und fällt mit 71° nordwestlich ein. Die Kluft selbst ist mit einem dunkelgrauen bis schwarzen, wenig plastischen Letten und mit Nebengesteinsbruchstücken ausgefüllt. Die Schichten beider Zonen streichen auf die Kluft zu und fallen widersinnig von ihr ab.

Die Gesteinszonen der Etage B werden von vielen gang- und stockförmigen Grünsteinen, welche zwischen h 2 und h 23 streichen und zwei Züge, den Hatĕer und Birkenberger, bilden, durchsetzt. Im innigen Zusammenhang mit diesen Grünsteingängen stehen die Erzgänge, von denen die meisten und edelsten den Grünstein im Streichen und Fallen begleiten oder innerhalb des Grünsteins auftreten oder in seiner unmittelbaren Nähe häufig am Kontakt von Schiefer und Sandstein verlaufen. Nur auf kurze Strecken durchsetzen sie das geschichtete Gestein, um dann wieder zum Grünstein zurückzukehren. Neben den von Erzgängen begleiteten Grünsteingängen gibt es auch solche ohne Erzgänge und schließlich Vergesellschaftungen von Grünstein mit Calcitklüften. Irgend welche Beziehungen zwischen der Mächtigkeit des Grünsteins und der Erzführung des ihn begleitenden Ganges konnte nirgends nachgewiesen werden.

Die Gänge sind entweder Blei- und Silbererz- oder Eisensteingänge. Während auf den letzteren kein Bergbau mehr stattfindet, sind die Aufschlüsse auf den ersteren großartige zu nennen.

Von den Erzgängen liegen die bedeutendsten in der ersten Sandsteinzone, und zwar sind die Eisensteinvorkommen auf den östlichen flachen Muldenflügel, die Bleierzlagerstätten dagegen auf den westlichen steilen beschränkt. Der Uebergang der verschiedenen Gangfüllungen einer beide Muldenflügel durchsetzenden Spalte ist ein allmählicher.

Unter den Blei-Zinkerzgängen sind die Birkenberger am wichtigsten. Auf 600 m Entfernung wurden hier 14 Grünsteingänge von zusammen

124 m Mächtigkeit und 9 Erzgänge aufgeschlossen, und einige bis auf über 1000 m streichende Länge und mehr als 1100 m Tiefe verfolgt. Die Mächtigkeit beträgt bis 10 m. In der Nähe der Lettenkluft zersplittern die Gänge.

Das Haupterz ist silberhaltiger Bleiglanz neben Zinkblende, Spateisenstein und Schwefelkies; Gangarten sind Kalkspat, Braunspat, Quarz und Schwerspat. An selteneren Erzen findet man Fahlerz, Rotgültigerz, Stephanit, Gediegen Silber, Boulangerit, Jamesonit und Bournonit. Im Falle der Vertaubung treten nur Zinkblende, Spateisenstein und Kalkspat neben Nebengesteinsbruchstücken und lettigen schiefrigen Massen auf.

Die Verwachsung der Erze ist häufig eine lagenförmige, indessen ist sie außerordentlichem Wechsel unterworfen.

Als „Dürrerze“ bezeichnet man licht- bis dunkelgraue, feinkörnige bis dichte quarzige Gangmassen, mit feiner Einsprengung von Bleiglanz, Rotgültigerz, Gediegen Silber, Stephanit, Fahlerz, Bournonit, Boulangerit u. s. w. Nach einer Analyse enthielt das Gemenge 17,56 Proz. Bleiglanz neben 0,26 Proz. Silber, 4,79 Proz. Zinkblende, 17,11 Proz. Spateisenstein und 47,65 Proz. Quarz.

Auf dem Johannigang, einem Nordwestgang beim Annaschacht, tritt Uranpecherz am Liegenden in einer Stärke von 2—5 cm in kleinen, meist nur haselnußgroßen Aggregaten mit nierenförmiger Oberfläche auf.

Ein Einfluß des Nebengesteins ist nur insofern zu konstatieren, als feste und zähe Gesteine der Spaltenbildung hinderlich schienen. Die Beeinflussung des Nebengesteins durch die Erzgänge ist auf eine Bleichung und schwache Imprägnation mit Erzteilchen auf höchstens 10 cm Breite beschränkt.

Die Erzgänge der ersten Schieferzone haben keine große Bedeutung.

Diejenigen der zweiten Schieferzone sind deshalb bemerkenswert, weil die Spaltenbildung hier eine andere ist als in der östlich davon liegenden ersten Sandsteinzone; diese Erscheinung dürfte auf die verschiedene Gesteinsbeschaffenheit zurückzuführen sein.

Die Birkenberger Gänge, die hauptsächlich in der ersten Sandsteinzone auftreten, streichen an die Lettenkluft heran und setzen dann im Hangenden derselben in den Schiefer fort (Fig. 50).

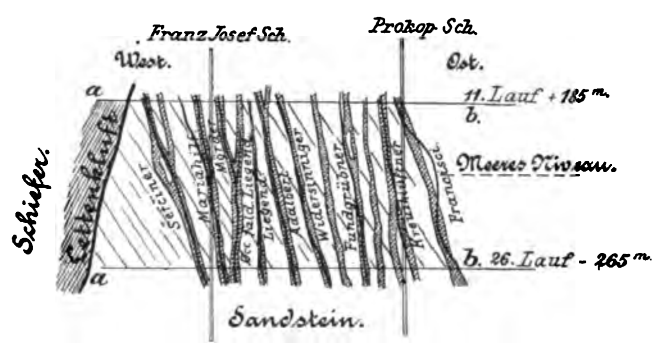
In der zweiten Sandsteinzone werden gegenwärtig keine Gänge mehr gebaut. Sie enthalten absätzig arme Erze mit quarziger Gangfüllung und Zinkblende, Bleiglanz und spärlich Fahlerz.

Ueber den Silbergehalt des Bleiglanzes hat H o f m a n n in der österreichischen Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen im Jahre 1906 Genaueres veröffentlicht. Früher nahm man an, daß der Silbergehalt beim Adalbert-Hauptgang von der Tagesoberfläche an nach der Tiefe von 0,07 bis 0,7 Proz. steigt, also eine Zunahme von 0,063 Proz. pro 100 m zu beobachten sei. Der genannte Autor stellte genaue Untersuchungen mit ganz reinem Material an, aus denen im Gegensatz zu der früheren Hypothese hervorging, daß der Bleigehalt mit wenig Ausnahmen in allen Horizonten nahezu gleich ist (zwischen 77,5 und 82,5 Proz.), dagegen der Silbergehalt (zwischen 0,31 und 0,675 Proz.) und der Antimongehalt (zwischen

0,32 und 0,86 Proz.) weder eine Regel noch eine Gesetzmäßigkeit aufweist. Die Tiefen, auf welche sich die Silberuntersuchungen erstreckten, betragen 310—1099 m.

Interessant ist weiter, daß der Bleiglanz des Adalbert-Hauptganges einen Zinngehalt hat, welcher zwischen 0,02 und 0,2 Proz. schwankt. Der Zinngehalt des Bleiglanzes ist nach Hofmann mutmaßlich auf Zinnkies zurückzuführen. Er ist bis fast 1100 m Tiefe vorhanden.

Grünstein u. Erzgang.
Profil.



Grünstein (schraffiert) mit Erzgängen.

Lettenkluftebene.
Gänge im Schiefer am Hangenden der Lettenkluft.

Ausrichtung im Schiefer in Meter angegeben.

21. Lauf.
26. Lauf.

200 m
600 m

Gänge im Sandstein am Liegenden der Lettenkluft.

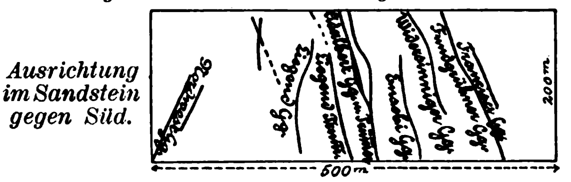


Fig. 51. Gangbeispiele von Příbram. (Nach J. Schmid.)

Die ersten sicheren Nachrichten des Pribramer Bergbaues stammen aus dem Anfang des sechzehnten Jahrhunderts. Im Jahre 1900 betrug die Produktion ca. 300 000 t Roherze, welche annähernd 7,5 Proz. Konzentrate lieferten, die ca. 40 000 kg Silber und ca. 5000 t Blei ergaben.

Im Jahre 1910 wurden gewonnen 47,7 t Feinsilber, 3390 t Weichblei, 596 t Antimonblei, 155 t Zinkerze und 50,5 t Antimonerze.

Der Adalbertschacht hat gegenwärtig annähernd 1100 m.

Die Erzgänge von Linares bezw. La Carolina und St. Elena (Spanien).

Literatur.

Caron, Bericht über eine Instruktionsreise nach Spanien im Jahre 1878. Zeitschr. f. B.-, H.- u. S.-Wesen 1880, XXVIII. — Pedro de Mesa y Alvarez, Memoria sobre la zona minera Linares-La Carolina. Revista Minera. Madrid 1889. — A. O. Wittelsbach, Fragen und Anregungen, die sich an das Auftreten der Erze im Gangrevier La Carolina-Sta. Elena (Spanien) knüpfen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897. — Paul F. Chalon, Contribution à l'étude des filons de galène de Linarès (Espagne). Revue universelle des Mines (4), III, 1903, S. 282. — Der Bleiglanzbergbau bei Linares-La Carolina in Spanien. Berg- und hüttenmännische Zeitung 1904, Bd. 43.

Der außerordentlich wichtige Bleierzdistrikt liegt im Süden der Sierra Morena und hat 35 km ostwestliche Länge und 30 km nordsüdliche Breite.

In geologischer Beziehung handelt es sich um mehrere Hochplateaus bildende Granitgebiete nördlich und östlich von Linares, welche aus den cambrischen und silurischen Schichten inselartig hervorragen. Trias und Miocän bilden eine jüngere Ueberlagerung. Für die Erzlagerstätten kommt vor allen Dingen der Granit in Frage, während die paläozoischen Schichten untergeordnete Bedeutung haben. Die zahlreichsten Lagerstätten liegen in der Granitinsel unmittelbar nördlich von Linares. Hier treten die Gänge fast ausschließlich im Granit auf.

La Carolina und St. Elena, nach denen der Distrikt ebenfalls benannt wird, liegen weiter nordöstlich im Verbreitungsgebiet von Trias und Tertiär mit Granitdurchragungen bezw. in dem nordöstlichsten Granitgebiet; ein anderer Gangdistrikt befindet sich östlich von Linares bei Arquillos hauptsächlich im östlichen Granitmassiv.

Man kennt 1200—1300 Vorkommen, von denen 300 im Jahre 1903 im Betriebe waren.

Der Granit, das wichtigste Nebengestein der Gänge, hat die verschiedenste Zusammensetzung und Korngröße. Granulit ist häufig. Die sich auf diese Eruptivgesteine auflegenden cambrischen und silurischen Schiefer bestehen aus Tonschiefern, Quarziten, Arkosesandsteinen und Grauwacken.

Das Streichen der im Granit nördlich von Linares massenhaft auftretenden Erzgänge ist nordöstlich bei einem Einfallen von 75—90° nach Nordwesten. Nur wenige und zwar ärmere haben abweichendes östliches Streichen und südliches Fallen.

Die ausgedehntesten Gänge La Cruz (Arrayanes) und Alamillos (Fig. 52) sind im Streichen auf 4—6 km bekannt geworden.

Die Mächtigkeit der Lagerstätten beträgt in der Regel nur bis 2 m, kann aber durch Zersplitterung bis 8 m erreichen.

Das wichtigste Erz ist der Bleiglanz mit einem Silbergehalt bis zu ca. 100 g, untergeordnet treten Zinkblende, Schwefelkies und Kupfererze auf. Die hauptsächlichste Gangart ist Quarz, seltener sind Dolomit, Schwerspat und Spateisenstein; Bruchstücke von Granit können einen erheblichen Teil der Gangspalte ausfüllen.

Die Kupfererze wurden zum Teil in der Nähe der Tagesoberfläche sekundär angereichert und haben beispielsweise bei La Cruz Veranlassung

zu einem Kupfererzbergbau gegeben. Wenn auch der Bleiglanz in der Gangspalte in recht derben Massen vorkommt, so ist die Verteilung doch keine regelmäßige, es wechseln beispielsweise auf der Hauptgrube Arrayanes bei Linares Mittel von bis mehrere 100 m Länge und bis 1 m Mächtigkeit mit ärmeren Zonen ab.

Bei Arquillos streichen die Hauptgänge Las Prolongas und Santa

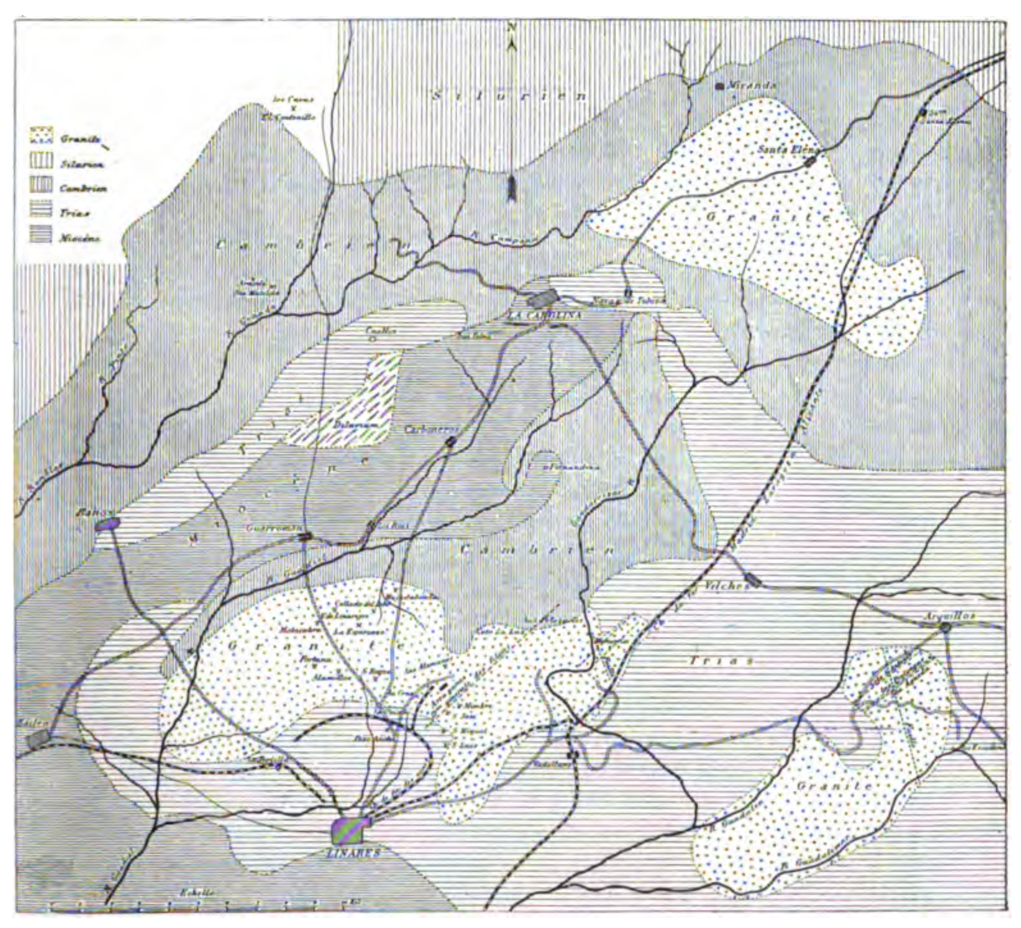


Fig. 52. Uebersicht über das Ganggebiet von Linares, Arquillos, La Carolina und St. Elena. (Chalon, Revue universelle des Mines.)

Agueda ebenfalls nordöstlich bei steilem Einfallen nach Norden oder Süden. Die Mächtigkeit überschreitet kaum 1,75 m, im übrigen stimmt die Ausfüllung mit den Vorkommen nördlich von Linares überein.

Die Gänge von La Carolina und St. Elena, welche Schiefer und Granit durchsetzen, streichen im allgemeinen nordwestlich. Auch hier ist das Haupterz Bleiglanz, während Zinkblende zurücktritt; Kupfer- und Schwefelkies sind häufiger. Die Hauptgangart ist Quarz, an zweiter Stelle folgt Schwerspat.

Von Interesse ist der Vergleich des Silbergehaltes von La Carolina und St. Elena mit demjenigen von Linares. Er ist hier ca. sechsmal höher (600—1000 g), nimmt aber gesetzmäßig nach der Tiefe ab.

Der Durchschnittssilbergehalt wird zu 180 g angegeben. Der Distrikt soll im Jahre 1889 den Höhepunkt erreicht haben als die Bleiproduktion der Provinz 118 325 t betrug.

Im Jahre 1909 lieferte der Distrikt mit 78 848 t im Werte von ca. 10 000 000 Pes. fast drei Fünftel der spanischen Bleiproduktion.

Erzgänge mit radiumhaltigem Uranerz.

Wegen der engen Verknüpfung des Radiums namentlich mit Uranpecherz, welches teils Zinnerz und teils Silber- oder Silber-Golderze und andere Erze begleitet, sind die radioaktiven Lagerstätten Gegenstand der Erzlagerstättenlehre.

Spuren von Radium finden sich in der Erdrinde oft sowohl in den Gesteinen als auch in den Quellen; eine schwache Radioaktivität ist beispielsweise fast in allen Wasserleitungswässern vorhanden. Soweit unsere Kenntnis der radioaktiven Lagerstätten reicht, ist das Radium ursprünglich ausschließlich an Uran gebunden. Alle Radiumerzgänge finden sich in Granitgebieten oder durch Granit hochgradig umgewandelten Schiefern. Radiumhaltiges Thoruranin (Bröggerit, Cleveit) und andere gleichzeitig radium- und uranhaltenden Mineralien (Fergusonit u. s. w.) treten auf Granitpegmatitgängen in Norwegen und in anderen Ländern auf. Radium und Uran sind also „saure“ Elemente.

Die Flußspatführung treffen wir nicht nur auf den Gängen des uranführenden Zinnerztypus, sondern auch auf andern zinnfreien, wie z. B. auf den von St. Joachimsthal. Bei allen Gängen, auch denen des Cornwall-Zinnerztypus, ist die enge Vergesellschaftung der Uranerze mit sulfidischen Erzen von Silber, seltener Silber-Gold, oder Kupfer, Kobalt und Nickel bemerkenswert. Wenn auch Zinnerze nur im Cornwalldistrikt zugleich mit Uran auftreten, so finden sie sich doch auch in anderen Gebieten auf benachbarten Gängen.

Als allgemeine Erfahrung kann man nach dem heutigen Stande unserer Kenntnis ableiten, daß uranerzverdächtig solche sulfidischen Erzgänge sind, die in oder in der Nähe von zinnerzführenden Graniten aufsetzen. Bemerkenswert ist, daß Gänge ohne sulfidische Erze mit ausschließlich Uranglimmer nicht aussichtsreich zu sein scheinen. Geht dagegen Uranglimmer in der primären Zone in Uranpecherz über, so sind die Lagerstätten aussichtsreich.

Nach den neueren Untersuchungen, und zwar namentlich den kürzlich veröffentlichten quantitativen Präzisionsbestimmungen von Fräulein E. Gleditsch an dem Laboratorium der Frau Curie in Paris, ist das Verhältnis zwischen Radium und Uran bei den meisten Mineralien

ein ungefähr konstantes. So wechselt es bei den uranreichen Pechblenden von Joachimsthal und Cornwall, den diesen nahestehenden uranreichen Mineralien Bröggerit und Cleveit (aus norwegischen archäischen Pegmatitgängen) und den uranärmeren Mineralien Fergusonit, Samarskit u. s. w. (ebenfalls aus Pegmatitgängen), nur innerhalb der Grenzen: 1 Teil Uran auf $3{,}21 \times 10^{-7}$ bis $3{,}64 \times 10^{-7}$, im Mittel $3{,}33 \times 10^{-7}$ Teile Radium, d. h. 1 Teil Radium auf 3 Mill. Teile Uran. Bei dem Kaliumuranvanadat Carnotit und den Uranphosphaten Antunit (Kalkuranglimmer) und Chalkolith (Kupferuranglimmer), die — jedenfalls häufig — als sekundäre Bildungen aufzufassen sind, findet sich aber mitunter verhältnismäßig weniger Radium als bei den vorgenannten. — Besonders ist jedenfalls hervorzuheben, daß das Verhältnis zwischen Radium und Uran sowohl bei Bröggerit, Cleveit, Fergusonit u. s. w. aus archäischen Pegmatitgängen als auch in dem Uranpecherz aus den spätkarbonischen oder permischen Gängen in Cornwall und den annähernd gleichaltrigen Gängen von St. Joachimsthal, nur ganz geringen Schwankungen unterworfen ist.

Ueber primäre und sekundäre Teufenunterschiede liegen bei den gewöhnlichen Uranerzen folgende Beobachtungen vor: ausschließlich sekundäre Erze sind Uranocker und Uranylkarbonat. Bald als primär, bald als sekundär erweisen sich die Uranglimmer, und ausschließlich primär ist Uranpecherz.

Bei St. Joachimsthal kann man den Nachweis führen, daß die Uranpecherzzone eine tiefere primäre Teufenstufe unter einer Kobalt- und Nickelerzzone darstellt. Welche primäre Zone die Uranerzzone auf den ärarischen Gruben in noch größerer Tiefe ablösen wird, dürften die nächsten Jahre entscheiden.

Unter diesen Lagerstätten sind lokale Vorkommen, wie sie beispielsweise auf den Edlen Blei- und Braunspatformationen der Freiberger Gänge wiederholt gefunden worden sind, von denjenigen Gängen zu unterscheiden, die Uranerze in solcher Menge enthalten, daß sie Gegenstand des Bergbaues bilden. In dieser Beziehung kann man zwei Gruppen aufstellen, nämlich: Uran-Zinnerzgänge und Uran-Edelmetallgänge mit oder ohne Kobalt und Nickel.

1. Die Uran-Zinnerzgänge von Cornwall.

Literatur.

Donald A. Mac Alister, Geological Aspect of the Lodes of Cornwall. Econ. Geol. Vol. III. Juli-Aug. 1908, Nr. 5. — C. Schiffner, Radioaktive Wässer in Sachsen. Freiberg, I. Teil 1908 und II. Teil 1909. — P. Krusch, Ueber die nutzbaren Radiumlagerstätten und die Zukunft des Radiummarktes. Vortrag, gehalten auf dem XI. Internationalen Geologenkongreß 1910 zu Stockholm. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, S. 83.

Die Uran-Zinnerzgänge sind in Cornwall und Süddevon näher erforscht; wir verweisen auf die Bd. I, S. 427—432 gegebene Beschreibung des Erzgebietes.

Uranpecherz ist hier auf mehreren Zinnstein- oder Zinnstein-Kupfer-

erzgängen nachgewiesen, die sich im allgemeinen durch eine reichliche Turmalinführung kennzeichnen, und teils innerhalb, teils in der nächsten Nähe von Granit auftreten.

Besonders reich an Uranerz ist die Uraniummine bei Grampound auf dem dritten Granitfelde der Halbinsel von Osten aus gerechnet (Bd. I, S. 269), die im Durchschnitt jährlich 20—30 t liefert. Von 1896—1906 schwankte die Produktion, die 1907 72 t betrug, zwischen 6 und 105 t. Aus diesen außerordentlichen Differenzen ergibt sich die unregelmäßige Verteilung der Uranerze auf der Lagerstätte. Im übrigen sind diese Zahlen nicht ohne weiteres mit denjenigen anderer Gebiete zu vergleichen, da die Gehalte an Uran in der Statistik nicht angegeben werden.

2. Die Uran-Silber-Nickel-Kobalterzgänge von St. Joachimsthal in Böhmen.

Literatur.

Fr. Babánek, Beschreibung der geologisch-bergmännischen Verhältnisse der Joachimsthaler Erzlagerstätten in: Geologisch-bergmännische Karte mit Profilen von Joachimsthal u. s. w. Wien 1891. — J. Step und F. Becke, Das Vorkommen des Uranpecherzes zu St. Joachimsthal. Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften Bd. 113, Teil I. Wien 1904. — P. Krusch, Ueber die nutzbaren Radiumlagerstätten und die Zukunft des Radiummarktes. Vortrag, gehalten auf dem XI. Internationalen Geologenkongreß 1910 zu Stockholm. Zeitschrift f. prakt. Geol. 1911, S. 83.

Seit langem kennt man im böhmischen und sächsischen Erzgebirge viele Uranerz führende Gänge, deren Zahl in den letzten Jahren infolge des hier herrschenden Radiumfiebers noch bedeutend vermehrt worden ist. Besonders wichtig sind die gut erforschten reichsten Vorkommen von St. Joachimsthal, die zum Teil vom österreichischen Aerar, zum Teil von der Edelleutstollengesellschaft ausgebeutet werden. Wir befinden uns hier in einem kristallinen Schiefergebiet, welches in engster Verknüpfung mit Granit steht und in der Hauptsache aus Gneis, Glimmerschiefer, Amphibolit u. s. w. besteht.

Als besonders reich an Uranerzen werden die sogenannten Joachimsthaler Schiefer angesehen (S. 175).

Das gegenseitige Verhältnis der einzelnen, in petrographischer Beziehung verschiedenen Schieferkomplexe scheint noch nicht ausreichend geklärt, um eine Altersfolge der Schichten aufzustellen.

Die Erzgänge, deren Zahl recht bedeutend ist, bilden zwei getrennte Systeme, nämlich ein nordsüdliches und ein ostwestliches. Während das ostwestliche im Streichen im allgemeinen ohne Störung verläuft, ist das nordsüdliche in den meisten Fällen in einzelne gegeneinander verschobene Gangabschnitte zerlegt. Kruschs Untersuchungen im Gebiete der Edelleutstollengesellschaft haben das Resultat ergeben, daß man es bei dieser Zerstückelung nicht mit Verwerfungen, sondern mit Gangablenkungen zu tun hat, und daß das ostwestliche Gangsystem älter ist als das nordsüdliche. Daraus erklärt sich auch die Gesetzlosigkeit

der Verschiebungsrichtung, die sich bei den Gangstücken des Nordsüdsystems geltend macht.

Im allgemeinen sind die Nordsüdgänge in bezug auf die Erzführung edler als die Ostwestgänge. Unter den Erzen treten die Verbindungen von Silber, Kobalt und Nickel besonders häufig auf. Die Pechblende findet sich neben ihnen als durchaus gleichwertiges Erz, wenn sie auch, was die Menge anbelangt, erst in zweiter Linie kommt.

Früher nahm man an, daß die Pechblende ausschließlich auf die Nordsüdgänge beschränkt wäre; die neueren Aufschlußarbeiten haben indessen ihr Auftreten auch in den Ostwestgängen kennen gelehrt, wenn diese auch wesentlich uranärmer als die Nordsüdgänge sind.

Die wichtigsten Gangarten sind auf den Nordsüdgängen Karbonspäte, zu ihnen kommt auf den Ostwestgängen noch Quarz.

Es besteht im allgemeinen nach Step und Becke die konstante Aufeinanderfolge Quarz (am ältesten), Uranerz und Dolomit (am jüngsten). Charakteristisch ist, daß Braun- und Kalkspat in der Nähe der Pechblende rot bis rotbraun gefärbt sind; diese Färbung kann als Indikator bei der Aufsuchung der häufig recht isoliert liegenden Pechblendepartien dienen.

Die Gangkreuze der Ostwestgänge mit den nordsüdlichen zeigen besonders häufig Pechblendeanreicherungen.

In vielen Fällen findet man das Uranerz in engster Verbindung mit Schiefer. Es tritt deshalb häufig unmittelbar am Nebengestein oder nur durch eine dünne Quarzlage von ihm getrennt als älteste Umrandung von Schieferbruchstücken auf, eine Beobachtung, die unseres Wissens zuerst der um den Joachimsthaler Bergbau besonders verdiente K. K. Bergrat Step gemacht hat.

Im allgemeinen bilden die sulfidischen und sulfidisch-arsenidischen Silber-, Kobalt- und Nickelerze eine höhere primäre Teufe über der Uranpecherzzone. Schon in wenigen Jahren dürfte es auf den ärarischen Gruben wenigstens stellenweise gelingen, den Nachweis zu führen, welche primäre Erzzone unter der Uranpecherzzone folgt.

Das Uranpecherz ist nicht regelmäßig in der Gangmasse verteilt, sondern tritt in Trümern und Linsen in engster Verwachsung mit den braunen oder rotbraunen Karbonaten auf. Häufiger finden sich Imprägnationen des Erzes im Schiefer, die von den Spalten aus erfolgten.

Bei Joachimsthal liegen exakte Untersuchungen nicht nur über den Urangehalt des Erzes, sondern auch über seine Radioaktivität vor. Die letztere schwankt in 1 kg Pechblende in ziemlich regelmäßigem Verhältnis mit dem Urangehalt und zwar nach den Untersuchungen von Professor H. W. Schmidt in Gießen zwischen 0,233 und 0,373 mg. Als Maßstab kann dienen, daß 1 kg Pechblende mit 60 Proz. U_3O_8 eine Radioaktivität entwickelte, welche 0,333 mg Radiumbromid — populär oft „Radium“ genannt — entspricht.

Die Gruben sind in der Lage etwa 14—20 t jährlich (siehe Statistik oben S. 176) mit einem Durchschnittsgehalt von 55 Proz. U_3O_8 zu liefern. Bemerkenswert ist, daß die Erze zunächst auf Uranfarben, die nicht radiumhaltig sind, verarbeitet werden, und daß sich der Radiumgehalt in

den Rückständen der Uranfarbenfabrikation konzentriert, die dann eine drei- bis vierfache Radioaktivität haben.

3. Uran-Silber-Golderzgänge von Gilpin-County (Colorado).

Literatur.

Forbes Rickard, Notes on the Vein-Formation and Mining of Gilpin County, Colorado. Transact. of the Amer. Inst. of Min. Eng. 1898, S. 108.

Das hochgradig metamorphische Gebiet besteht aus Gneisgranit, Granitit, Protogingranit, Granulit, Felsit und Pegmatit, mit allmählichen Uebergängen, zu welchen an schiefrigen Gesteinen Glimmer-, Talk- und Hornblendeschiefer mit ausgeprägter Schichtung treten. Von Interesse ist, daß man hier den Uebergang von Granit durch Gneis in schiefrige Gesteine beobachten kann. Die Gänge, welche der Jungen Silber-Goldgruppe (S. 52—53) angehören, sind echte Spaltenfüllungen, die häufiger Verwerfer mit geringer Sprunghöhe darstellen. Die Grenze gegen das Nebengestein ist meist scharf. Die Gangfüllung ist durch erheblichen Gold- und Silbergehalt charakterisiert, und zwar sind die beiden Edelmetalle derart gruppiert, daß man einen westlichen Gold- von einem östlichen Silberbelt unterscheiden kann, wenn auch Uebergänge zwischen beiden selbstverständlich vorhanden sind. Dem Streichen nach kennt man ein östliches nnd ein nordöstliches Gangsystem, die sich gegenseitig durchkreuzen.

Die häufigsten Erze sind edelmetallhaltiger Schwefelkies und etwas Kupferkies mit Feldspat und Quarz als Gangart. Man unterscheidet ein „Schmelzerz", welches aus derbem Schwefelkies mit etwas Kupferkies besteht, von einem Pocherz, das ein weißes oder gelbes mit denselben Sulfiden imprägniertes Gemenge von Feldspat und Quarz darstellt. Das Mengenverhältnis beider Erzarten kann als 1 : 20 angenommen werden. Gediegen Wismut und Arsen sind selten, ersteres ist oft mit Fahlerz vergesellschaftet. Arsenkies und andere arsenhaltige Erze kommen ebenfalls vor. Wichtig ist der Tellurgehalt, der an Gold gebunden zu sein scheint.

Zu den genannten Erzen tritt als genetisch völlig gleichwertig mit den übrigen primären — allerdings in recht unregelmäßiger Verteilung — die Pechblende, die namentlich in den Wood und Kirk Mines des Leavenworth Gulch in beträchtlicher Menge gewonnen wird.

Mit Sicherheit beobachtet wurden Veränderungen der Gangfüllung, die mit einer Aenderung der Fallrichtung Hand in Hand gingen. Sie bringen bald eine Anreicherung, bald eine Verarmung mit sich, und zwar scheint es, als ob die Lagerstätten bei steiler Stellung ärmer würden.

Kreuzungen der beiden Gangsysteme sind häufiger mit Erzanreicherungen verbunden; indessen beobachtet man nicht selten Pseudokreuzungen, bei denen kurz vor der Vereinigung die Gänge wieder zu divergieren beginnen.

Bemerkenswert ist das Aushalten der Edelmetallgehalte auf einigen Gängen nach der Tiefe. Es scheint, als ob die Spaltenfüllungen, die sich an der Oberfläche als reich oder arm erweisen, den gleichen Charakter

auch in der Tiefe bewahren. Wenn ein derartiges Gesetz gilt, dann können die Zementations- und Oxydationserscheinungen keine erheblichen Metallverschiebungen hervorgebracht haben. Tatsächlich reicht die Oxydation in den meisten Fällen nur bis 40 oder 80 Fuß und nur ausnahmsweise, wie z. B. bei der Carr Mine bis 200. Als Zementationserz dürfte Fahlerz aufzufassen sein.

In bergwirtschaftlicher Beziehung ist bemerkenswert, daß mehrere Tonnen Uranerz der Wood Mine in der ersten Zeit der Uranerzgewinnung nach Swansea (England) verkauft wurden und hier einen hohen Preis erzielten, so daß man bei größerer Förderung und größerer Aufnahmefähigkeit des Marktes mit einem erheblicheren Gewinn rechnen konnte.

Im allgemeinen handelt es sich bei den Uranpecherzvorkommen von Gilpin County nicht um reiche Erze, so daß die Vereinigten Staaten auf die Einfuhr von Uransalzen angewiesen sind.

Was die Radiumproduktion anbelangt, so kommen vorläufig nur die Lagerstätten von St. Joachimsthal für eine regelmäßige Ausbeute in Frage.

Die bisherige Praxis lehrt, daß die verarbeitete Pechblende annähernd ein Drittel ihres Gewichtes Rückstände ergibt. In der Zukunft werden die Vorkommen mutmaßlich in der Lage sein, 1,8 g Radiumsalz höchster Aktivität jährlich zu liefern. Der heutige Preis für 1 g beträgt annähernd 400 000 Francs.

Das Radium bezw. das Radiumsalz höchster Aktivität unterscheidet sich von den bereits im Handel befindlichen Metallen dadurch, daß es praktisch so gut wie nicht verbraucht wird. Während bei allen diesen Metallen ein erheblicher Teil der Jahresproduktion verschwindet, findet bei dem Radium durch eine regelmäßige Produktion eine regelmäßige Vermehrung der zur Verfügung stehenden Radiummenge statt.

Von Interesse dürfte sein, daß es Frau S. Curie vor kurzem gelungen ist, das Element Radium herzustellen.

Die metasomatischen Blei-Silber-Zinkerzvorkommen.

Die Entstehung der metasomatischen Blei-Silber-Zinkerzlagerstätten ist im allgemeinen Teil erörtert worden. Wir wissen, daß die Vorkommen an die leicht umwandelbaren Kalke und Dolomite gebunden und auf kein bestimmtes geologisches Alter derselben beschränkt sind. Es handelt sich bei dem primären Vorkommen stets um eine metasomatische Verdrängung von Kalkstein und Dolomit durch Blei- und Zinksulfid, die nur in den seltensten Fällen eine vollkommene ist. Meist entsteht vielmehr lediglich eine mehr oder weniger weitgehende Imprägnation von den Zuführungskanälen der Schwermetalllösungen aus, die entweder Spalten mit durchgreifender Lagerung darstellen oder den Schichtflächen

bezw. der Zerklüftung entsprechen. Abgesehen von dieser primären Entstehung führen die sekundären Oxydationsprozesse oft außerordentlich wichtige Konzentrationen der ursprünglich abgelagerten Schwermetallmengen herbei.

In dem Kapitel über Erze führten wir aus, daß sich bei der Oxydation Bleiglanz in die oxydischen Bleierze und Zinkblende in die oxydischen Zinkerze umwandelt, und daß unter diesen das Karbonat bezw. Silikat des Zinks, der Galmei, auf den metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten eine ganz besondere Rolle spielt. Bleiglanz und Zinkblende werden nicht gleichmäßig in oxydische Erze umgewandelt, sondern gewöhnlich verläuft der Prozeß derartig, daß Schwefelzink schon vollständig in Galmei übergegangen ist, während der Bleiglanz nur zum kleinen Teil in Bleivitriol, Weißbleierz, Bleierde u. s. w. verwandelt wurde, die größte Menge aber noch eingebettet im Galmei unzersetzt vorliegt. Während bei den übrigen Blei-Zinkerzlagerstätten die Oxydationszone keine wesentliche Rolle spielt, bildet sie bei den metasomatischen Vorkommen oft den Haupterzkörper. Eine Zementationszone ist gewöhnlich nur insofern vorhanden, als der Bleiglanz hier häufig silberreicher ist als der ursprüngliche; die primäre Zone ist sogar in den meisten Fällen unbauwürdig. Es liegt also hier der seltene Fall vor, daß die Oxydationszone die eigentliche nutzbare Lagerstätte bildet.

Diese sekundäre Konzentration namentlich des Zinkgehaltes auf den metasomatischen Vorkommen beruht zum großen Teil auf der Oxydationsmetasomatose[1]). Krusch versteht darunter die nachträgliche Verdrängung des Nebengesteins durch die Schwermetalllösungen, welche infolge des Einsinkens der sauerstoffhaltigen Tagewässer auf der Lagerstätte entstehen.

Bilden Kalke das Nebengestein, so werden sie durch die bei der Oxydation auftretenden Schwermetalllösungen metasomatisch in Erz verwandelt. Dauert dieser Vorgang lange Zeit und kommen auf diese Weise große Schwermetallmengen nach und nach in dasselbe Kalkniveau, so kann eine auffallend metallreiche Oxydationslagerstätte auch in den Fällen gebildet werden, wo das primäre Vorkommen ein an Schwermetall recht armes ist. Die Oxydationsmetasomatose ist also für die Entstehung der metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten ganz besonders wichtig.

Da weder die primäre noch die sekundäre Umwandlung des Kalkes mit seinem geologischen Alter etwas zu tun hat, sondern ausschließlich auf bestimmten chemisch-geologischen Eigenschaften des umgewandelten Gesteins beruht, findet man häufiger in einer Kalkablagerung einheitlichen geologischen Alters nur bestimmte Lagen in Erz umgewandelt, und durch Kalkschichten getrennt, welche für die Vererzung ungeeignet waren.

Der Stratigraph, der sich weniger mit Lagerstättenkunde beschäftigt hat, wird leicht geneigt sein, bei der Untersuchung derartiger Erzvorkommen die Niveaubeständigkeit besonders hervorzuheben und die Lagerstätten

---

[1]) Krusch, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910.

als Erzlager anzusehen, bei denen die Niveaubeständigkeit das Hauptmerkmal bildet.

Aus der Entstehung der metasomatischen Lagerstätten geht nun aber hervor, daß sie vor allen Dingen an Kalke und Dolomite gebunden sind. Sie müssen also in allen Gebieten, wo diese Gesteine selten sind oder nur einem bestimmten geologischen Niveau angehören, sich ebenfalls durch eine gewisse Niveaubeständigkeit auszeichnen, aber sie bleiben trotz alledem epigenetisch; ihre Niveaubeständigkeit ist nur eine bedingte, meist örtlich beschränkte, man kann sie als Pseudoniveaubeständigkeit bezeichnen.

Von besonderem Interesse sind die Beziehungen zwischen der Erzbildung und der Dolomitisierung. Wenn auch bei einigen metasomatischen Blei-Zinkvorkommen das Erz ausschließlich im Kalk ohne Dolomit vorkommt, so findet es sich doch häufig außer mit Kalk mit Dolomit vergesellschaftet und in vielen Fällen tritt es ausschließlich in dem letztgenannten Gestein auf.

Häufig läßt sich die Entstehung des Dolomits als besonderer Dolomitisierungsprozeß des Kalkes nachweisen, welcher durch eine metasomatische Einwirkung von $MgCO_3$-reichen, CO_2-haltigen Lösungen auf den Kalkstein bewirkt wurde. Mitunter ist die Ausdehnung der Dolomitisierung eine ganz gewaltige; sie gehört zu den großartigsten chemisch-geologischen Prozessen, die wir überhaupt kennen.

Bei vielen Lagerstätten erweist sich die Dolomitisierung als etwas älter als die Erzbildung, so daß wir zwei Etappen der Lagerstättenbildung unterscheiden können, nämlich:

1. die metasomatische Verdrängung des Kalkes durch Dolomit und
2. die metasomatische Verdrängung des Dolomits hauptsächlich durch Bleiglanz und Zinkblende.

Der Altersunterschied zwischen beiden Prozessen dürfte ein ganz geringer sein, derart, daß es sich nur um zwei Etappen eines beide umfassenden chemisch-geologischen Vorganges handelt.

Was die Form der Lagerstätten anbelangt, so ist man gewöhnt, bei den metasomatischen Vorkommen im allgemeinen hauptsächlich zwei Typen zu unterscheiden, nämlich die vollständige Umwandlung des ursprünglichen Gesteins, wie sie besonders häufig bei metasomatischen Eisenerzlagerstätten vorkommt — die Form hat dann mit der des Lagers große Aehnlichkeit — und die unvollständige Umwandlung, die zur Bildung von Erzkörpern führt, deren Längsrichtung mit den Mutterkanälen übereinstimmt; sie zeigen entweder durchgreifende Lagerung oder ihre Längsrichtung deckt sich mit dem Verlauf der Schichtflächen bezw. der Zerklüftung.

Zu diesem letzteren Typus gehören besonders viele der metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten, und es ist daher leicht verständlich, daß gerade die Kreuzungspunkte zweier verschiedener Kanalsysteme besonders reiche Erzkonzentrationen zeigen. Wenn die Wissenschaft auch Typen aufstellen muß, so gibt es in der Natur selbstverständlich auch die Uebergänge. Wir finden deshalb, wenn auch in seltenen Fällen, metasomatische Blei-Zinkerzlagerstätten, bei denen einzelne Kalkschichten örtlich vollständig

in Erz umgewandelt wurden (z. B. gelegentlich in Oberschlesien, in der Beuthener und Tarnowitzer Mulde). Bei derartigen Lagerstätten entspinnt sich dann regelmäßig der Streit, ob sedimentierte Erzlager oder nicht vielmehr solche metasomatische Vorkommen vorliegen, bei denen zufälligerweise eine Kalkschicht gänzlich vererzt wurde. Der Streit ist erst beendet, wenn, wie das auch in Oberschlesien vor wenigen Jahren der Fall war, die Mutterkanäle gefunden werden, auf denen die Lösungen emporstiegen.

In den Fällen, wo Kalke mit Schiefern wechsellagern, siedeln sich die Erze vorzugsweise an der Grenze beider Gesteine an, besonders wenn Schiefer das Liegende bildet. Der für Wasser undurchlässige Schiefer verhinderte hier das Einsinken der Schwermetalllösungen in das Liegende, so daß besonders große Schwermetallmengen gerade hier mit dem Kalk lange Zeit in Berührung kamen.

Bedienten sich die Lösungen der Verwerfungen, so sind die Kreuzungsstellen derselben mit den Schiefer-Kalk-Grenzflächen für den Bergmann besonders aussichtsreich. Im allgemeinen ist die Form der Blei-Zinkerzlagerstätten also eine unregelmäßige.

Bei der Aufsuchung der Vorkommen unterstützt das Gesetz, daß sie einerseits an die Kalkverbreitung, anderseits an die Bruchzonen und Störungen geknüpft sind (Bd. I, Fig. 6).

Ueber die Ausdehnung im Streichen und Fallen kennen wir keine allgemein giltigen Regeln. Wir wissen zwar, daß Spalten von großer streichender Erstreckung auch eine große Erstreckung in die Tiefe haben, indessen brauchen die metasomatischen Lagerstätten, die aufs engste mit den Spalten verknüpft sind, durchaus nicht in der ganzen Ausdehnung im Streichen und Fallen der Spalten aufzutreten. Nicht selten sind die Lagerstätten mit unregelmäßigen Höhlenfüllungen verknüpft, die dadurch entstanden, daß in der Regel vor dem Empordringen der Schwermetalllösungen an Kohlensäure reiche Wässer Teile des Kalksteins auflösten und Hohlräume bildeten, sie wurde dann später von den Schwermetallen ausgefüllt. Die Verteilung dieser Höhlen erscheint oft willkürlich und gesetzlos.

Die Anzeichen für metasomatische Blei-Zinkerzlagerstätten an der Tagesoberfläche sind von großer Wichtigkeit für ihre Untersuchung und Verfolgung. Wo der Kalk nicht von mächtigeren Verwitterungsschichten bedeckt ist, findet man sie verhältnismäßig leicht mit Hilfe der abweichenden Färbung. Die Sulfide von Blei und Zink haben stets einen mehr oder weniger hohen Eisengehalt, der bei den Oxydationsprozessen in Form von Brauneisen in Erscheinung tritt. Da außerdem meist Schwefelkies oder Markasit vorhanden sind, die zu Brauneisen verwittern, ist der Kalkstein in der Nähe der Erzlagerstätte durch Oxydationsmetasomatose häufig in Eisenerz umgewandelt. Nur in wenigen Fällen ist die Lagerstätte ganz eisenarm, Bleiglanz fehlt und Schwefelzink tritt als weiße Schalenblende auf, dann ist es sehr schwer, auf den ersten Blick die Zinkerzlagerstätte zu erkennen. Fallen daher in Kalkgebieten weiße, recht häufig mehr oder weniger erdige Massen durch ihr hohes

spezifisches Gewicht auf, so empfiehlt sich die Untersuchung auf Zink, es genügt event. die Flammenfärbung.

Die Ausfüllung der metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten besteht, was die Erze anbelangt, vor allen Dingen aus Schwefelzink, Bleiglanz und Schwefelkies bezw. Markasit. Das Schwefelzink tritt sowohl in der Form der Zinkblende als auch und zwar besonders häufig als Schalenblende — d. i. meist ausgezeichnete Lagenstruktur zeigender, sehr feinkörniger Wurtzit [ZnS hex.] oder Zinkblende oder ein Gemenge beider Mineralien — auf, ja die vergleichende Untersuchung der Zinkerzlagerstätten der ganzen Welt ergibt, daß die Schalenblende auf diese Lagerstättengruppe fast beschränkt ist. Eigenartig ist dabei, daß wir sie nicht nur als metasomatisches Produkt bei der Umwandlung des Kalkes finden, sondern auch als Höhlenfüllung. Welche Eigenschaften der Lösung oder welche besonderen Bedingungen der Ausfällung es waren, die die Zinklösungen auf den metasomatischen Lagerstätten gerade Schalenblende ausfällen ließen, während wir doch bei den Gängen fast ausschließlich Zinkblende finden, ist bis jetzt noch nicht näher aufgeklärt. Die Farbe der Schalenblende wechselt wie die der Zinkblende je nach dem Eisengehalt. Interessant ist, daß man bei der Schalenblende besonders häufig weißliche oder sehr helle Lagen findet, die ganz oder so gut wie eisenfrei sind. Da die Schalenblende auf diesen Lagerstätten meist die Zinkblende überwiegt, ist der Galmei auch vorzugsweise aus dieser Form des Schwefelzinks entstanden; die Schalenblende wandelt sich offenbar viel leichter in Zellengalmei um als die Zinkblende.

Bezüglich des Schwefeleisens ist bemerkenswert, daß auf den metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten Markasit auffallend häufig ist und in großen Mengen vorkommen kann; Schwefelkies tritt dagegen etwas zurück. Alle übrigen Erze sind untergeordnet.

Unter den Gangarten fällt vor allen Dingen der Schwerspat auf, der wohl, da er auch für die metasomatischen Vorkommen anderer Schwermetalle charakteristisch ist, auf den Bariumgehalt des umgewandelten Kalksteins zurückgeführt werden muß. Wie aus dem Kapitel über die Mineralbildung hervorgeht, genügen sehr kleine Mengen von Barium, um bei Gegenwart von Schwefelsäure im Laufe der Zeit reichlich Schwerspat zu bilden.

Daß Kalkspat häufig ist und oft als jüngste Ausfüllung auftritt, liegt in der Natur des kalkigen Nebengesteins. Besonders interessant ist das Auftreten von blauem Anhydrit auf einigen dieser Lagerstätten.

Das häufigste Ganggestein sind Kalkstein und Dolomit. Die Untersuchung der Erzlagerstätten lehrt, daß derartiges Ganggestein auch bei unvollständiger Umwandlung der primären Schichten zu Erzlagerstätten entstehen kann.

Wenn mehrere verschieden streichende und fallende Kluftsysteme sich durchkreuzen, können mehr oder weniger große Kerne von Kalkstein u. s. w. zwischen den Klüften in ihrer ursprünglichen Lage, Ganggestein bildend, unverändert übrig bleiben.

Zusammenfassend ergeben sich als besonders charakteristisch für

die Ausfüllung dieser Lagerstätten: das Ueberwiegen des oxydischen Erzes Galmei, das Auftreten der primären Sulfide Schalenblende und Markasit und gelegentlich des Anhydrits.

Neben diesen Unterschieden in der Ausfüllung der metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten und der Gänge, bestehen erhebliche in der Art der Verwachsung der diese Lagerstätten bildenden Mineralien und Gesteine. Wir treffen bei den metasomatischen Vorkommen die vollkommensten Beispiele für gebogene Krustenstruktur, die dadurch entstand, daß Schwermetalllösungen in Höhlen eintraten und sich über die Wände der Höhle Erz absetzend verbreiteten. Wir finden außerdem konzentrisch-lagenförmige Verwachsungen, die auf Stalaktiten- und Stalagmitenbildungen zurückzuführen sind und bei welchen jede äußere Lage jünger ist als die nächst innere. Bei beiden Formen der Krustenbildungen fällt die häufige Wechsellagerung von Schalenblende mit Markasit auf (Bd. I, Fig. 125).

Bemerkenswert ist weiter die sehr häufige Verbreitung der zelligen Struktur der Erze, die sich z. B. dadurch bildet, daß Schalenblende in Zellengalmei übergeführt wurde. Endlich ist noch wichtig und häufig eine Breccienstruktur, die aus der oben geschilderten unvollkommenen Umwandlung des Kalksteins in Erz hervorgeht.

Die oxydischen Eisenerze, welche auf den Lagerstätten ab und zu in gewinnbaren Mengen einbrechen, verdanken ihre Entstehung der Zersetzung des Markasits bezw. Schwefelkieses durch Oxydation.

Wirkungen primärer Teufenunterschiede spielen bei vielen der hierher gehörigen Lagerstätten keine Rolle, da die Oxydationszone häufig allein den Gegenstand des Bergbaues bildet und die primäre Zone nur in seltenen Fällen in Angriff genommen werden kann. Es muß aber hervorgehoben werden, daß da, wo man in dieser arbeitet, mitunter ähnlich wie bei den Gängen eine höhere Bleierzteufe von einer tieferen Zinkerzteufe unterschieden werden kann. Das ist z. B. in Oberschlesien der Fall, wo auf vielen Gruben zwei sogenannte Lager abgebaut werden, von denen vereinzelt das oberste vorwiegend Bleiglanz, das unterste überwiegend Zinkblende führt, während der trennende Kalkkomplex mutmaßlich ungeeignet für die Vererzung war. Welche Rolle die sekundären Teufenunterschiede auf den metasomatischen Lagerstätten spielen, ist bei der Entstehung der Vorkommen eingangs dieses Kapitels besonders hervorgehoben worden.

Einer kurzen Erwähnung bedarf noch der Silbergehalt der Erze. Da der Bergbau in den meisten Fällen in der Oxydationszone umgeht und nur verhältnismäßig selten die primären Lagerstätten ausbeutet, erscheint der Silbergehalt der Erze großen Schwankungen unterworfen. Die Oxydationszone ist in der Regel silberarm, wir finden deshalb auch in vielen Fällen wenig Silber in den Erzen der Galmeilagerstätten.

Höher ist der Silbergehalt mitunter in den Distrikten, wo primäre Vorkommen gebaut werden, so hat z. B. der Bleiglanz Oberschlesiens einen reichlicheren Silbergehalt. Er schwankt bei diesen Lagerstätten in ganz ähnlicher Weise wie im Bleiglanz der sulfidischen Blei-Zinkerzgänge.

Das geologische Alter der umgewandelten Kalke ist ein recht verschiedenes, wie aus folgender Uebersicht hervorgeht:

Formation, in der die Erze vorkommen:	Namen der Lagerstätten:
Kreide	Laurion zum Teil.
Trias	Oberschlesien, Wiesloch u. Kärnten.
Karbon	Aachen, Leadville zum Teil, Missouri.
Devon	Leadville zum Teil, Iserlohn, Schwelm.
Silur	Sardinien, Leadville z. T., Mississippi.
Kambrium	Eureka.
Grundgebirge	Laurion zum Teil, Sala.

Die Lagerstätten sind meist erheblich jünger als die Formation, in der sie auftreten, so sind bei Laurion die Vorkommen im Grundgebirge spät- oder postkretazäisch und die in paläozoischen Kalken oder Dolomiten liegenden Erze von Leadville und Eureka haben wahrscheinlich spätmesozoisches Alter. Im Gegensatz hierzu sind die Lagerstätten von Sala sehr alt, nämlich archäisch und mit diesem hohen Alter dürfte der abweichende mineralogische Charakter der Begleitmineralien zusammenhängen.

Wegen der engen genetischen Verknüpfung der metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten mit den Blei-Zinkerzgängen gelten in bezug auf das Alter der primären Erze im allgemeinen bei beiden die gleichen Erfahrungen. So handelt es sich bei den deutschen Lagerstätten namentlich um zwei Perioden der Lagerstättenbildung, nämlich um eine spätkarbonisch-rotliegende und um eine tertiäre.

Die Entstehung der auf den metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten eine so große Rolle spielenden Oxydationserze kann unmittelbar nach dem Absatz der primären begonnen und bis in die Jetztzeit fortgedauert haben.

Da auf diesen Lagerstätten das wichtigste Erz, der Galmei, durch einen Oxydationsprozeß entstand, findet er sich fast durchgehends oberhalb des heutigen Grundwasserspiegels. Die in größerer Tiefe anstehenden primären sulfidischen Erze sind häufig unbauwürdig, so daß viele Betriebe am Grundwasserspiegel den Betrieb einstellen. Die Folge davon ist, daß die meisten auf metasomatischen Lagerstätten bauenden Gruben nur eine Tiefe bis zu wenigen hundert Metern erreichen.

So baut man z. B. in Aachen bis ca. 300 m, in Oberschlesien bis ca. 100 m, in Iserlohn bis ca. 200 m, in Bleiberg bis ca. 400 m und in Sala bis ca. 300 m.

Auf die wirtschaftliche Bedeutung der metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten gehen wir am Schluß dieses Kapitels näher ein.

Oberschlesien.

Literatur.

Krug von Nidda, Ueber die Erzlagerstätten des oberschlesischen Muschelkalkes. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1850, S. 206. — F. Römer, Geologie von Oberschlesien 1870. — E. Cappell, Ueber die Erzführung der oberschlesi-

schen Trias nördlich von Tarnowitz, O.-S. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Preuß. Staate 1887, Bd. XXXV. — Fr. Bernhardi, Ueber die Bildung der Erzlagerstätten im oberschlesischen Muschelkalk. Zeitschr. d. oberschlesischen Berg- u. Hüttenmännischen Vereins, XXXVIII, 1889. — R. Althans, Die Erzformation des Muschelkalks in Oberschlesien, Jahrbuch der Königl. preuß. geol. Landesanst. 1891, Bd. XII, S. 37. — H. Höfer, L'origine des gisements des minérais de plomb, de zink et de fer de la Haute-Silésie. Revue universelle des mines, T. XXX, Liège-Paris, 1895. — F. Beyschlag, Ueber die Erzlagerstätten des oberschlesischen Muschelkalkes. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1902, S. 143. — G. Gürich, Ueber die Entstehungsweise schlesischer Erzlagerstätten. (Oberschlesien und Kupferberg.) Jahresbericht der Schlesischen Gesellsch. f. vaterländische Kultur 1902. — Derselbe, Zur Genese der oberschlesischen Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1903, S. 202. — A. Sachs, Die Bildung der oberschlesischen Erzlagerstätten. Zentralblatt f. Mineralogie u. s. w. Stuttgart 1904, S. 40. — Derselbe, Die Bodenschätze Schlesiens 1906. Ausführliche Literatur. — R. Michael, Die oberschlesischen Erzlagerstätten. Kohle und Erz 1903 und Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch., LVI, 1904. — Fr. Bartonec, Ueber die erzführenden Triasschichten Westgaliziens. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1906.

Die oberschlesischen Bleizinkerze treten lagerförmig im Muschelkalk auf. Dieser bildet einen mehrfach durch Bedeckung jüngerer Gebirgsschichten unterbrochenen, 10—20 km breiten und über 80 km langen W-O streichenden Zug, der sich von Krappitz a. d. Oder über Gogolin nach Russisch Polen hinein bis Olkusz erstreckt. Jenseits der russischen Grenze wendet sich der Zug nach SO und S, wo seine äußersten Ausläufer in der Gegend von Czerna auf galizischem Gebiete liegen. Nur die südlichen Ausläufer dieses Zuges, der mit schwachem nördlichen Einfallen auf den ihrerseits das Kohlengebirge diskordant bedeckenden Schichten des Buntsandsteins und Rotliegenden aufruht, sind zu beiden Seiten der Landesgrenze und auch in Galizien erzführend.

Bei Tarnowitz (Bd. I, Fig. 152) zweigt sich mit nordsüdlichem Streichen von dem erwähnten Hauptzuge nach Süden die etwa 20 km breite, sogenannte „Tarnowitzer Mulde" ab, an die sich zwischen Mikultschütz, Miechowitz und Dombrowa nunmehr mit ostwestlichem, dann südöstlichem Streichen die sogenannte „Beuthener Mulde" anschließt. Letztere erstreckt sich in einer Breite von 7 km über Beuthen hinaus, über die Landesgrenze nach Czeladz und Bendzin in Russisch-Polen bis Klimontow und findet nach einer kurzen Unterbrechung ihre Fortsetzung bei Dlugosczyn und Szakowa auf galizischem Gebiete in dem Muldengraben von Chrzanow und Trzebinia.

Eine Aufsattelung der älteren Schichten bewirkt im Norden zwischen Ptakowitz und Stollarzowitz das Heraustreten zweier Spezialmulden, nämlich der Trockenberger im Norden und der Miechowitzer im Süden.

Nach den Untersuchungen von Beyschlag und Michael ist die muldenförmige Lagerung zum großen Teile durch den Einfluß von Verwerfungen bedingt, so daß der Ausdruck „Muldengraben" für „Mulde" die Tektonik besser veranschaulicht.

Die Gegend zwischen Tarnowitz, Miechowitz, Beuthen, Scharley und Gr. Dombrowka bezeichnet die Hauptverbreitung der Erzlagerstätten (Bd. I, Fig. 152). Vorkommen von geringerem Umfang und Bedeutung finden sich überall, wo in den östlichen Gebieten (in Rußland bei Boleslaw

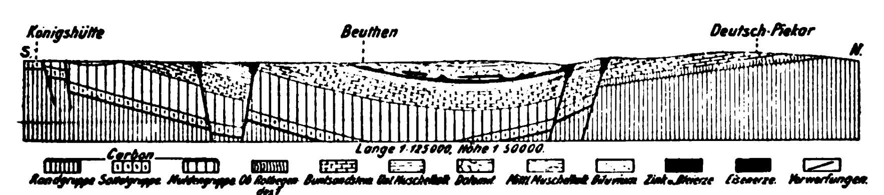


Fig. 53. Geologisch-tektonische Uebersichtskarte und schematisches Profil des oberschlesischen Blei-Zinkerzdistriktes. (Von Michael und Quitzow zur Verfügung gestellt.)

und Olkusz, in Galizien bei Szakowa und Trzebinia) Dolomite auftreten. Bemerkenswert ist hier aber nur das Vorkommen von Bleierzen und Galmei in der Matildegrube westlich von Chrzanow in Galizien.

Die Triasvorkommen südlich der großen Aufsattelung des Steinkohlengebirges von Zabrze bis Myslowitz sind ohne erkennbaren Zusammenhang. Von einer größeren Erzführung ist im allgemeinen nichts bekannt, nur die durch vielfaches Emportauchen der karbonischen Unterlage zerstückelten Vorkommen südlich von Myslowitz weisen im Bereich der dolomitischen Entwicklung ihrer Schichten Erzspuren auf.

Im ganzen oberschlesischen Gebiet ist die Oberfläche des Muschelkalkes eine durch Erosionswirkung auf das Mannigfaltigste zerrissene. In vortertiärer oder alttertiärer Zeit haben fließende Gewässer den Muschelkalk in der außerordentlichsten Weise durchfurcht, so daß derselbe von seiner die Höhenunterschiede ausgleichenden Diluvial- und Tertiärdecke befreit, heute das Bild einer mächtigen Karstlandschaft darstellen würde. Die innerhalb des Schichtengefüges zirkulierenden Gewässer jener Zeit dürften gleichzeitig die Umwandlung bestimmter Schichten des Muschelkalkes in Erz bewirkt haben.

Ehe wir jedoch darauf näher eingehen, sei kurz die Entwicklung des Muschelkalkes geschildert.

Für die Erzführung kommt nur der etwa 120 m mächtige Untere Muschelkalk in Frage, welcher dem Wellenkalk der germanischen Trias entspricht. Er zerfällt in eine untere Stufe, den unteren eigentlichen Wellenkalk, die sich im wesentlichen mit den alten „Chorzower Schichten", der Eckschen, heute veralteten Einteilung deckt und in eine obere Stufe, welche dem Oberen Wellenkalk äquivalent ist und die früher als Schaumkalkabteilung bezeichnet wurde. Die früher als Basis des Muschelkalkes aufgefaßten kavernösen Kalke Ecks gehören bereits zu der bis 55 m Mächtigkeit entwickelten kalkigen und dolomitischen Schichtenfolge des Röt. Die obersten Schichten des eigentlichen Wellenkalkes (bis 7 m), die sich durch Farbe und Versteinerungen in den Erzgruben gut charakterisieren, werden vielfach als blauer Sohlenstein bezeichnet. Der Obere Wellenkalk ist in Oberschlesien verschiedenartig ausgebildet. Allgemein haben wir im Flußgebiet der Oder eine kalkige, in demjenigen der Weichsel eine wesentlich dolomitische Entwicklung.

Auf den Blättern Beuthen, Tarnowitz, Laurahütte und Zabrze der preußischen geologischen Spezialkarten werden die Schichten nunmehr folgendermaßen gegliedert:

Oberer Muschelkalk = ca. 30 m			
Mittlerer Muschelkalk = ca. 15 m			
Oberer Wellenkalk (Schaumkalk im älteren Sinne)	4. Diploporendolomit 3. Karchowitzer Schichten 2. Terebratelschichten 1. Gorasdzer Schichten	Erzführende Dolomite	= ca. 75 m

Unterer (eigentlicher) Wellenkalk	7. Wellenkalkhorizont (blauer Sohlenstein z. T.) 6. Mergelkalkhorizont 5. Zweiter Wellenkalkhorizont 4. Konglomeratbänke	= ca. 45 m
(Chorzower Schichten im älteren Sinne z. T.)	3. Zellenkalkhorizont 2. Erster Wellenkalkhorizont 1. Pecten- und Dadocrinuskalke	

Darunter merglige Dolomite und cavernöse Kalke } des Röt = ca. 55 m

Die Erzführung ist nur dem Verbreitungsgebiet des Dolomites im oberen Wellenkalk eigen. Die Dolomite und die gleichaltrigen Schichten der kalkigen Fazies, die Gorasdzer, Terebratel- und Karchowitzer Schichten, welche besonders im Dramatal und bei Mikultschütz aufgeschlossen sind, zeigen so viel verwandte Charaktere, daß eine sekundäre Umbildung der Dolomite aus dem Kalkstein von Grundwasser führenden Spalten aus angenommen werden muß.

Schichtenstörungen durch Verwerfungen sind im oberschlesischen Muschelkalk im Gegensatz zu ihrer Häufigkeit in dem darunterliegenden Steinkohlengebirge nur in geringerer Zahl festgestellt worden; doch sind neben den häufigeren vortriadischen Störungen des Karbons auch jüngere Störungen in der Trias und in den Erzlagern zweifellos beobachtet worden, die als die hangende Fortsetzung derartiger Verwerfungen im Karbon gedeutet werden müssen.

Die in den tieferen Teilen der Mulde im wesentlichen aus Bleiglanz, Zinkblende, Galmei und Markasit bestehenden Erzmassen sind allem Anschein nach ganz unregelmäßig in der umgewandelten Schicht verteilt. Es wechseln unvermittelt miteinander reiche Erzpartien, in geringfügiger Menge erzführende und vollkommen taube Schichten. Die Anreicherungen sind an Spalten gebunden, und zwar sowohl an die Nähe der streichenden Randspalten als auch namentlich an nordsüdliche Querverwerfungen, die bis in das Steinkohlengebirge herunterreichen und allgemein die reichste Entwicklung der Lagerstätten zeigen.

Häufig erscheinen die Erzmassen als zwei übereinanderliegende Lager, deren erstes unmittelbar über dem blauen Sohlenstein (Sohlenkalkstein) liegt und von demselben nur durch eine oft nur geringmächtige Schicht von Vitriolletten getrennt ist.

Vitriolletten stellen einen schwefelkiesreichen Ton dar, in dem sich isolierte Bleiglanzkristalle und zu Glanzkohle umgewandelte Holzstücke reichlich vorfinden.

Stellenweise liegt das Erz aber nicht an der Grenze des Kalksteins, sondern erst über einer 1—2 m mächtigen dolomitischen Bank (Sohlendolomit). Das sogenannte zweite Erzlager tritt mitten im Dolomit in wechselnder Höhe manchmal 20 m über dem ersten Lager auf. Doch ist es weder regelmäßig noch in einem bestimmten Niveau ausgebildet.

Bereits Althans hat darauf hingewiesen, daß das obere Lager un-

regelmäßiger auftritt als das untere und daß es in der Trockenberger Mulde ganz fehlt. Es tritt tatsächlich nur unter besonders günstigen Verhältnissen und immer mit der unteren Erzlage durch erzführende Spalten und Klüfte verbunden auf.

Auch wo ein oberes Erzlager über dem unteren vorhanden ist, kann häufig kein wesentlicher Unterschied in der Zusammensetzung beobachtet werden. Nirgends läßt sich eine immer wiederkehrende Gesetzmäßigkeit der Erzausscheidungen, eine bestimmte Reihenfolge zwischen Bleiglanz, Zinkblende und Markasit erkennen.

Beide Lager sind teils rein bleiisch (Tarnowitzer Mulde) und dann selten über 1 m mächtig, dabei sehr absätzig, teils vorherrschend zinkisch (Beuthener Mulde) und dann mächtiger (bei Beuthen bis 12 m) und auch zusammenhängender. Allerdings bestehen sie durchaus nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit aus derbem Erz, sondern fast immer aus einer Verwachsung von Erz mit Dolomit. Am Ausgehenden scheinen sich beide Lager zu einem einzigen, das dann bis zu 20 m Mächtigkeit anschwellen kann, zu vereinigen. Es besteht alsdann hauptsächlich aus sogenanntem Roten Galmei, das ist ein aus der Umwandlung von Dolomit hervorgegangenes eisenschüssiges zinkhaltiges Gestein mit etwas Bleiglanz, der ebenfalls zu Weißbleierz und Bleierde umgebildet ist. Wenn es in die Schlotten und Spalten des Sohlenkalksteins niedersetzt (Bd. I, Fig. 166), wird es mehr und mehr lettig, wobei der Eisengehalt gleichzeitig zurücktritt. Wegen der dabei entstehenden, helleren Farbe wird dieses aus dem Sohlenkalk umgebildete Gemenge als „Weißer Galmei" bezeichnet.

Reine Bleiglanzlager treten vor allem in der Tarnowitzer, dann aber auch in der Trockenberger Mulde teils in Form wenig mächtiger, kompakter Lager, teils in unregelmäßigen Knollen und Butzen auf. Dabei beträgt die Gesamtmächtigkeit der erzhaltigen Lage etwa 0,25—0,5 m und steigt ausnahmsweise bis 2 m. Im Tarnowitzer Gebiet (Friedrichsgrube) unterscheidet man die „milde Bleierzlage", bei welcher die Bleiglanzmassen in Form von Platten und Knollen in dem die Schichtungs- und Querklüfte des Dolomits ausfüllenden Letten eingebettet sind, von der „festen Bleierzlage". In letzterer trifft man den Bleiglanz als dünne Schicht, oder in Form von Schnüren und Körnern fest mit dem Dolomit verwachsen. Die feste Lage repräsentiert den ursprünglichen Zustand, aus dem sich längs des Ausgehenden durch Verwitterung die milde Lage bildet. Der Silbergehalt der Bleierze schwankt zwischen 0,025 und 0,048 Proz. Geringe Spuren von Kupfer, Antimon und auch Gold sind bei der Verhüttung nachgewiesen. Gewöhnliche Begleiter des Bleiglanzes sind Weißbleierz und Markasit, daneben auf der Friedrichsgrube der seltene Tarnowitzit, ein bis 10 Proz. Blei enthaltender Aragonit. (Siehe Websky: „Ueber die Kristallform des Tarnowitzits". Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch., Bd. IX, S. 737.)

Die Zinkerzlager bestehen teils aus mürbigkörniger sogenannter Erdblende oder aus feinkörnigkristallinischer, auch faseriger Zinkblende oder auch aus Schalenblende, welch letztere öfters in Form von Stalak-

titen wechsellagernd mit Bleiglanz und Markasit auftritt. Nicht selten findet sich ein Gemenge von Zinkblende mit den Karbonaten von Kalk, Magnesia, Eisen und Zink, welches man als „Dolomitische Blende“ bezeichnet (Grube Neue Helene, Cäcilie und Bleischarley). Daneben sind die als Roter und Weißer Galmei bereits erwähnten, mit Dolomit, Letten und Eisenoxyd verunreinigten, im Zinkgehalt stark schwankenden Zinkkarbonatmassen von größter Bedeutung. Ihre Struktur und Verwachsung mit Blende weist auf ihre Entstehung aus letzterer hin.

Schwefelkies und Markasit sind treue Begleiter der Zinkerze und beeinträchtigen, vielfach überhandnehmend, den Wert der Erzlager.

Reinere Blendelager verbreiten sich namentlich auf dem Nordflügel der Beuthener Mulde (Grube Cäcilie und Neue Helene), sie erreichen dort selten über 2 m Mächtigkeit, zeichnen sich aber durch hohe Reinheit und bedeutenden Bleiglanzgehalt aus. Am Ausgehenden sind sie in Roten Galmei umgewandelt, wobei vielfach noch der Kern einzelner Stücke aus Schalenblende und Bleiglanz besteht, während die Rinde bereits umgewandelt erscheint. Auf dem Nordflügel der Beuthener Mulde ist lokal auch ein oberes Zinkerzlager in wechselnder Mächtigkeit abgebaut worden. Es liegt dort bis etwa 30 m über dem Blendelager und erreicht etwa 1 m Mächtigkeit.

An den Muldenrändern bildet sich ein mächtiges Lager Roten Galmeis heraus, das auf den Gruben Cäcilie, Scharley und Wilhelmine eine Mächtigkeit bis zu 20 m erreichte, nach dem Liegenden zu ging es in Weißen Galmei über. Auch auf der Südseite der Mulde auf den Gruben Therese, Apfel, Maria und Elisabeth war es beinahe ebenso bedeutend, wenngleich es hier unregelmäßiger auftrat und vielfach die Schlotten im Sohlenkalkstein erfüllte.

Lager von erdigem, mit Ton, Kalk und Dolomit verunreinigtem Brauneisenstein, vielfach mit etwas Galmei, Bleiglanz und Weißbleierz vermengt, bilden teils selbständige Lager von wechselnder Mächtigkeit, teils begleiten sie die vorerwähnten Bleizinkerzvorkommen, namentlich auch in den Schlotten des Sohlenkalksteines und am Ausgehenden.

Zu erwähnen ist, daß der Dolomit im Hangenden der Erzlager an zahlreichen Stellen zerstört ist, so daß teils lockere Ablagerungen des marinen Miozäns, „Dachletten“, teils Diluvialbildungen die Lager unmittelbar bedecken. Selbstverständlich sind bei der Zerstörung der Dolomitdecke auch mehr oder minder große Partien der Erzlager aufgewühlt und zerstört worden.

Sieht man von den früheren, zur Erklärung der Bildung dieser Erzlagerstätten aufgestellten Theorien, die dieselben entweder als gleichzeitige Bildungen mit dem Dolomit oder aber als Konzentration des in fein verteiltem Zustande primär im Muschelkalk angenommenen Erzes ansehen, ab, so ist nur die gegenwärtig wohl allgemein gültige Annahme einer nachträglichen Einführung der Erze in den Muschelkalk näher zu erörtern. Es darf dabei als feststehend angesehen werden, daß auch hier, wie bei den analogen Lagerstätten, in der Gegend von Aachen, von Wiesloch, von Monteponi, von Raibl und Laurion die Erze als Schwefelverbindungen

zum Absatz gelangten und erst nachträglich durch zirkulierende Tagewässer in oxydische Erze übergeführt wurden. Vielfach vorkommende Stücke, in denen der innere Kern noch aus Zinkblende und Bleiglanz, die Hülle aber aus Galmei, bezw. Weißblei besteht, beweisen diese Umsetzung aufs deutlichste. Weiterhin kann als feststehend betrachtet werden, daß die Erze aus Lösungen ausgeschieden wurden, welche innerhalb der Muschelkalkschichten diese dolomitisierend in ähnlicher Weise zirkulierten, wie der Grundwasserwog in verkarsteten Gebieten. Dabei konnte sowohl eine allmähliche Verdrängung des Kalksteins durch Erz als auch eine Auflösung des Dolomits und Kalksteins und ein nachträglicher krustenförmiger Erzabsatz in den geschaffenen Höhlungen stattfinden. Für die letztere Form der Entstehung sprechen die nicht seltenen Stalaktitenbildungen und die oft reichlich auftretende Schalenblende. Das taschenförmige Eingreifen der Erze in die Strudellöcher des Sohlenkalksteins deutet auf rasch fließendes Wasser. Die scheinbare Beschränkung der Erzlager auf ein oder auf zwei, manchmal auf einige Erstreckung anhaltende Horizonte kann hinlänglich sowohl durch das Verhalten der Schichten gegenüber dem eindringenden Wasser als auch durch ein Vorhandensein reduzierend wirkender Stoffe erklärt werden. Auf festeren geschlossenen Bänken fand der Grundwasserstrom eine Begrenzung; wo mehrere solcher auftraten, bildeten sich entsprechend den entstehenden Wasserstockwerken mehrere Lager übereinander. Auch mag dabei der in einzelnen Schichten noch nachweisbare Bitumengehalt als reduzierendes Agens der gelösten Sulfate zu Sulfiden gewirkt haben.

Ueber die Frage der Herkunft der Erzlösungen ist folgendes zu sagen:

Die von Althans als Quelle des ursprünglichen Erzes angenommenen Vorkommen in den Schichten des oberen Muschelkalkes, des Keupers und des Jura dürften für eine solche Massenbildung nicht ausreichen. Sie werden vielmehr selbst auf die gleichen Bildungsvorgänge zurückzuführen sein, welche die Hauptlager entstehen ließen. Nach Bernhardi und Gürich hätten sich die Erze gleichzeitig mit den Nebengesteinen abgesetzt. Bernhardi sieht in den Entgasungsprodukten der Steinkohle und Gürich in den organischen Substanzen des Triasmeeresbusens das Fällungsmittel.

Nach der Auffassung von Carnall, Websky, Althans, die auch A. Sachs vertritt, ist der Erzgehalt ursprünglich fein verteilt gewesen, aber nachträglich durch Sickerwasser konzentriert worden.

Am wahrscheinlichsten ist aber die Annahme, daß die Erzlösungen auf Spalten aus der Tiefe aufgestiegen sind und sich dann in den durchlässigen Gesteinen des Muschelkalkes, den Spalten, Klüften und Haarrissen folgend, seitlich verbreitet haben.

Diese Ansicht ist durch Krug von Nidda, Eck, Koßmann und in neuerer Zeit auf Grund der besonderen Spezialuntersuchungen von Beyschlag und Michael vertreten worden.

Gegen eine solche Annahme ist gelegentlich eingewendet worden, daß dann ja die Quellschlünde in dem unter der Trias lagernden, durch den Bergbau vielfach erschlossenen Steinkohlengebirge hätten aufgefunden wer-

den müssen oder daß in den Verwerfungsspalten des Steinkohlengebirges größere Mengen von Blei- und Zinkerzen auftreten müssten. Beide Einwände erscheinen jetzt nicht mehr beweiskräftig; einmal ist zu berücksichtigen, daß im Karbon der als Fällungsmittel dienende Kalk fehlt und die aufsteigenden Wässer die schwerlöslichen Gesteine längs der Spalten nicht auflösen konnten und demnach auch nicht im stande waren, deutliche Trichter zu bilden.

Ferner sind aber Vorkommen von Blei- und Zinkerzen, namentlich von ersteren, vielfach gerade in den Klüften des Steinkohlengebirges gefunden worden.

Schließlich sind auch in den Schichten des Röt und in den als Buntsandstein, bezw. Rotliegendes aufzufassenden Uebergangsschichten, z. B. auf Andalusiengrube neuerdings Erzvorkommen bekannt geworden, die nur durch Absatz aus aufsteigenden Lösungen erklärt werden können.

Die Verfolgung der in der Trias nachgewiesenen Spalten nach der Tiefe, bezw. der Verwerfungen des Steinkohlengebirges in die höheren Schichten gelingt mangels geeigneter Aufschlüsse nur selten. Die Verfolgung der Muschelkalksspalten nach der Tiefe ist auch fast immer durch die in den Spalten auftretenden Wassermassen verhindert worden, welche in dem ganzen Triasgebiet so gewaltige sind, daß sich die gesamte Wasserversorgung des oberschlesischen Industriegebietes auf diese stützen kann. Es ist deshalb anzunehmen, daß der Zusammenhang der Spalten im Muschelkalk und Karbon ein sehr viel häufigerer ist, als man bisher nach einzelnen Beobachtungen zu schließen vermag.

Der Galmeibergbau begann nach Gürich im 16. Jahrhundert, Galmei allein wurde anfangs gewonnen, während die Zinkblende erst seit ca. vier Jahrzehnten ausgebeutet wird.

Produktion Oberschlesiens.

Jahr	Zinkerze t	Unter den Zinkerzen Blende t	Bleierze t	Blei t	Silber
1791	16 688	—	910	—	—
1816	3 230	—	—	266 Blei 628 Glätte	625 kg
1868	290 362	—	11 047	5 580 Blei	6 t
1878	?	4 300	—	—	—
1887	552 614	—	28 580	—	—
1897	510 686	270 426	35 847	19 338 Blei 1 719 Glätte	8,349 t

Die jetzige Bedeutung des oberschlesischen Blei-Zinkerzdistriktes geht aus folgenden Zahlen hervor:

Im Jahre 1908 waren 11 Gruben im Betriebe, welche 9442 Arbeiter beschäftigten; es wurden gefördert an silberhaltigem Bleiglanz und Zinkblende 1 212 366 t mit einem Zinkgehalte von 210 456 t und einem Bleigehalte von 61 733 t, entsprechend 17,4 Proz. Zink und 5,1 Proz. Blei und an Galmei und Lagerblende 208 025 t mit einem Zinkgehalte von 30 850 t, entsprechend 14,8 Proz. Zink.

Vergleicht man diese Zahlen mit der Gesamtausbeute von Blei, Silber und Zinkerzen im Deutschen Reiche = 2 913 150 t enthaltend 320 216 t Zink und 114 583 t Blei, das sind 11 Proz. Zink und 3,9 Proz. Blei, so ergibt sich, daß Oberschlesien unter Berücksichtigung der Metallmengen seiner Erze drei Viertel der gesamten Zinkbergwerksproduktion und über die Hälfte der gesamten Bleibergwerksproduktion des Deutschen Reiches liefert.

Aachen.

Literatur.

W. Schiffmann, Die geogn. Verhältnisse und die Erzlagerstätten der Grube Diepenlinchen bei Stolberg (Rheinland). Zeitschr. f. das Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Preuß. Staate 1888, Bd. 36, S. 1. — C. Dantz, Der Kohlenkalk in der Umgebung von Aachen. Zeitschr. d. Deutschen Geolog. Gesellsch. 1893, Bd. 45. — Beschreibung des Bergreviers Düren 1902. Hier gesamte ältere Literatur. — Ch. Timmerhans, Les gîtes métallifères de la région de Moresnet. Liège 1905, S. 1 mit 5 Tafeln. — F. Klockmann, Die Erzlagerstätten der Gegend von Aachen und der Bergbau auf der linken Seite des Niederrheins. Festschrift zum XI. Allgemeinen deutschen Bergmannstage in Aachen. Berlin 1910. — F. Herbst, Der technische Betrieb des Erzbergbaues. Ebenda. Hier gesamte ältere Literatur. — Wunstorf, Geologische Exkursionskarte der Umgegend von Aachen, herausgegeben von der Geologischen Landesanst. Berlin 1911.

An die Nordwestseite des cambrischen Sattels der Hohen Venn lagern sich als Randbildungen der linksrheinischen Masse zwischen Eschweiler und Lüttich gefaltete devonische und karbonische Schichten an, die unter die Kreide von Aachen und Maastricht untertauchen.

Diese paläozoischen Formationen sind zu nordöstlich streichenden Sätteln und Mulden gefaltet und zum Teil übereinander geschoben, so daß die einzelnen Formationsstufen, nämlich das Oberdevon, der Kohlenkalk und das produktive Karbon schmale nordöstlich streichende, miteinander abwechselnde Zonen bilden, in denen die jeweils älteren Glieder die Sättel und die jüngeren die Mulden bilden (Bd. I, Fig. 6).

Die Lagerstätten sind einerseits an die dolomitischen Kalkschichten der einzelnen Formationsstufen, anderseits an Querstörungen gebunden, welche annähernd senkrecht zum Schichtenstreichen, also nordwestlich verlaufen. Sie gruppieren sich im deutschen Gebiete zu zwei Revieren, einem südwestlich der Stadt Aachen, in der Nähe des neutralen Ländchens Moresnet (Konzessionsgebiet der Vieille Montagne) gelegenen und einem zweiten im Osten von Aachen bei Stolberg, wo die Aktiengesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen unter anderem die bedeutende Grube Diepenlinchen betreibt. Im ganzen sind nach der Beschreibung des Bergreviers Düren 45 Blei- und Zinkfelder verliehen, von denen annähernd die Hälfte bisher in Betrieb genommen wurde.

Die Erze sind an den Eifelkalk (Mitteldevon bis unteres Oberdevon) sowie an den Kohlenkalk gebunden, die durch die sandig schiefrigen Ablagerungen des oberen Oberdevons, die Famennestufe, voneinander getrennt werden.

So sehr auch die äußere Form und der mineralogische Inhalt der Aachener Blei-Zinklagerstätten im einzelnen wechseln (Fig. 54), so gilt doch für alle die bekannte Tatsache, daß die Vorkommen ausnahmslos genetisch an quer zum Schichtenstreichen verlaufende Verwerfungen geknüpft sind und daß die Erze nur dort auftreten, wo die auf Klüften und Gesteinsgrenzen zirkulierenden Lösungen kalkige und dolomitische

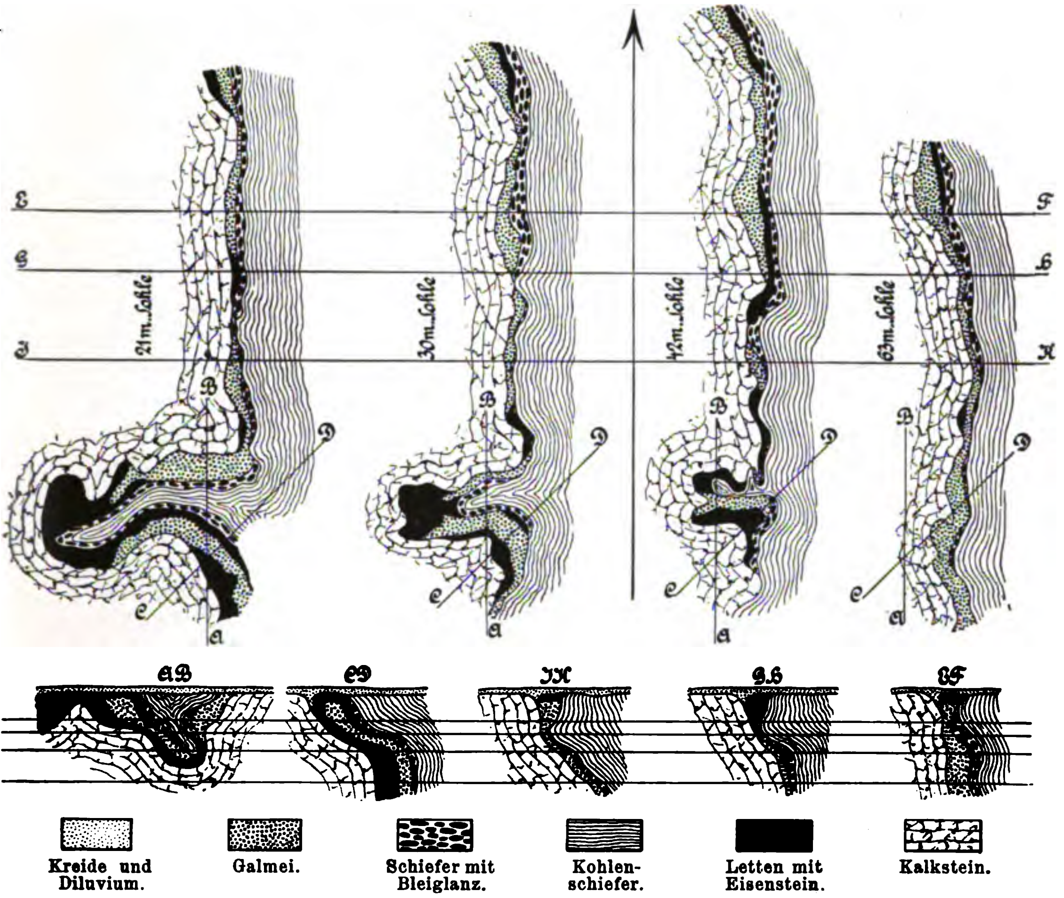


Fig. 54. Horizontalschnitte und Profile der Zink- und Bleierzgrube St. Pauli bei Welkenraedt.

Gesteine vorzugsweise des Karbons und untergeordnet des Devons trafen (Bd. I, Fig. 6, S. 5).

Nur außerordentlich selten finden sich Erze in den sandig-schiefrigen Schichten im Hangenden oder Liegenden der Kalke. Am ungeeignetsten für die Aufnahme von Erzen dürften die Kohlenschiefer sein; in ihnen kennt man Erze nur auf dem Spaltensystem von Bleiberg. Etwas günstiger für die Erzbildung waren die liegenden Schiefer des Oberdevons, in denen man gelegentlich Erzmittel, z. B. auf den Gruben Schmalgraf, Lontzen, Prester und am Hammerberge bei Stolberg u. s. w. findet.

Die Verwerfungen sind quer durch alle paläozoischen Schichten, vom Karbon bis in das Cambrium hinein zu verfolgen, wenn sie auch hier häufig nur lettenerfüllte Schlechten oder geschlossene Diaklasen bilden.

Die Mächtigkeit der Spalten ist eine andere im Kalkstein als in den klastischen Gesteinen. Fast immer ändert sich dann auch die Erzführung.

Das Streichen der Spalten schwankt zwischen h 7—12, nur ausnahmsweise wird Bogenform beobachtet; meist treten mehrere nebeneinander auf, die bald parallel sind, bald sich scharen, so daß Kluftsysteme entstehen. Häufig ist auch eine Zertrümerung einer anfangs einfachen Spalte im Fortstreichen zu beobachten.

Ganz bedeutend ist die Längenerstreckung dieser Querspalten; als berühmteste Beispiele hierfür erwähnen wir die Münstergewand und die Sandgewand, die sowohl die Steinkohlenmulde an der Worm als auch diejenige an der Inde durchqueren. Wo sich die Spalten auskeilen, treten in der Regel in nicht bedeutender querschlägiger Entfernung neue auf. Das Einfallen ist bald ein nordwestliches, bald ein südöstliches und kehrt mitunter bei derselben Spalte um; meist ist es steil, kann sich aber auch auf 40° und weniger verflachen. Nach der Tiefe verlieren die Spalten an Mächtigkeit und verdrücken sich eventuell vollständig. Sie stellen echte Verwerfungen dar, deren Sprunghöhe bis über 400 m erreichen kann.

In bezug auf das geologische Alter läßt sich nur feststellen, daß das erstmalige Aufreißen der Spalten vor der Transgression des Senons begonnen hat, während spätere Bewegungen auf denselben Spalten sich teilweise bis über die Diluvialzeit hinaus fortsetzen.

Die meisten der gegenwärtig im Abbau befindlichen Vorkommen liegen im Kohlenkalk namentlich an dessen dolomitischer Basis; hierher gehört vor allem das berühmte Galmeilager des Altenberges in der Kohlenkalkmulde von Moresnet, sowie die Lagerstätten der Gruben Schmalgraf, Eschbruch und Mützhagen. Andere zahlreiche Vorkommen finden sich in den beiden Kohlenkalkflügeln, welche die Kohlenschiefermulde von Werth im Südosten von Stolberg umschließen. Hier baut beispielsweise die Grube Diepenlinchen.

Was die Anordnung zu Spaltenzügen anbelangt, so sind deren namentlich vier bemerkenswert, nämlich 1. die Welkenraedter Sprunglinie mit dem Vorkommen von Welkenraedt, 2. eine östlich davon liegende, welche zwischen Ruyff und Herbesthal verläuft, 3. die Verlängerung des Spaltensystems der Grube Schmalgraf bei Lontzen, welche sich bis in die Gegend von Eupen erstreckt und endlich 4. die Linie Bleiberg-Vieille Montagne.

Es folgt dann nach Osten das an Erzen ärmere Gebiet südlich von Aachen und hierauf das östliche Revier mit den zahlreichen gangförmigen Erzvorkommen des Vichbachtales, die sich um die Spalte der Münstergewand und ihre Parallelklüfte gruppieren. Noch weiter östlich auf der rechten Seite der Vicht schließt sich das Gebiet der Sandgewand an,

welche in der Werther Kohlenmulde zweimal den Kohlenkalk überquert und bis in den Eifelkalk fortsetzt.

Die Lagerstätten bilden sowohl Gänge als auch Höhlenfüllungen und metasomatische Körper, wobei meist mehrere dieser Formen auf derselben Grube in Kombination treten.

An Erzen treten Zinksulfid — meist in der Form der Schalenblende — Bleiglanz und nur ausnahmsweise Schwefelkies und Markasit auf (Bd. I, Fig. 94). Die oxydischen Zersetzungsprodukte sind hier besonders wichtig.

Auf Schmalgraf wurden die Lagerstätten bis 175 m Tiefe, auf Diepenlinchen bis 250 m bauwürdig verfolgt.

Die oxydischen Zink- und Bleierze sind die zu den Sulfiden gehörigen Oxydationserze, welche die letzteren so gut wie vollständig verdrängen können, wie z. B. das Weißbleierzstockwerk von Diepenlinchen zeigt.

Das charakteristischste und häufigste Oxydationsprodukt ist der Galmei, sowohl in der Form des Zinkkarbonates (Smithsonit) als des Zinksilikates (Hemimorphit); auch Willemit kommt vor.

Die Gestalt dieser metasomatischen Lagerstätten ist unregelmäßig, ihre Grenze gegen das Nebengestein nicht scharf, da alle Uebergänge vom reinen Galmei bis zum zink- oder eisenschüssigen Kalkstein nachzuweisen sind; die derben Erzmassen sind löcherig oder zellig (Bd. I, Fig. 125).

Kristalle von sekundärem Zinkspat und Kieselzinkerz finden sich auf Klüften und in Drusenräumen.

Die Verknüpfung derartiger rein metasomatischer Lagerstätten mit den Spalten ist nicht immer auf den ersten Blick wahrnehmbar, da der Vorgang der Metasomatose das ursprünglich einfache Bild verändert und verwischt.

Was das Alter der Erze anbelangt, so ist bei den Hohlraumausfüllungen die mehrfache Wiederkehr und Mineralfolge Bleiglanz, Schalenblende und Markasit bemerkenswert. Durch spätere Zerrüttungen und mechanische Störungen entstand eine Breccienstruktur der Erze, in denen die zahlreichen Rutschstreifen und die jüngeren Kalkspattrümer auffallen.

Die oxydischen Erze, einschließlich des Galmeis stellen oxydationsmetasomatische Vorkommen dar. Sie sind an den Kalk in der Nähe der Oberfläche gebunden, dessen Umwandlung durch die aus den Sulfiden entstandenen Schwermetalllösungen bedingt wurde.

Die Bildung der Sulfide dürfte vor der Ablagerung des Senons erfolgt sein.

Die Zusammensetzung des Haufwerkes gibt F. Herbst wie folgt an:

Grube Schmalgraf: Zinkblende 31,6 Proz., Bleiglanz 5 Proz., Schwefelkies 19,5 Proz.

Grube Eschbruch: Zinkblende 32,1 Proz., Bleiglanz 3,8 Proz., Schwefelkies 24,8 Proz.

Grube Mützhagen: Zinkblende 23,0 Proz., Bleiglanz 3,5 Proz., Schwefelkies 21,8 Proz.

Grube Fossey: Zinkblende 31,8 Proz., Bleiglanz 1,5 Proz., Schwefelkies 6,2 Proz.

Die wirtschaftliche Bedeutung des Distriktes geht aus folgenden statistischen Angaben hervor:

Die preußischen Gruben der Altenberger Bergwerksgesellschaft (Eschbruch, Schmalgraf, Fossey, Lontzen) und ihre belgische Grube Mützhagen lieferten 1909 30 948 t Haufwerk, welche 938 t Galmei, 12 289 t Zinkblende, und 800 t Bleiglanz ergaben.

Die der Aktien-Gesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen gehörige Grube Diepenlinchen lieferte im Betriebsjahr 1910 an Aufbereitungserz 9611 t Zinkblende und 1626 t Bleiglanz.

Iserlohn (Westfalen).

Literatur.

Trainer, Das Vorkommen des Galmeis im devonischen Kalkstein bei Iserlohn. Verhandl. d. naturhist. Ver. d. Preuß. Rheinlande u. s. w. XVII, 1860, S. 261. — v. Dechen, Die nutzbaren Mineralien u. s. w. im Deutschen Reich. Berlin 1873, S. 627. — Eichhorn, Die Zinkerzlager bei Iserlohn. Zeitschr. für Berg-, Hütten- u. Salinenwesen in preuß. St. XXXVI, 1888, S. 142. — v. Dechen, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und Westfalens. Bonn 1884. — L. Hoffmann, Das Zinkerzvorkommen von Iserlohn. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 45. — Stockfleth, Die geogr., geogn. u. miner. Verh. des südlichen Teils des Oberbergamtsbezirks Dortmund. Verhandl. d. naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westfalen, Bd. LII. Bonn 1895, S. 45.

Der dem oberen Mitteldevon angehörende Stringocephalenkalk (Elberfelder Kalk) bildet zwischen Hagen und Balve einen 32 km langen nördlich einfallenden Zug von über 1000 m Mächtigkeit. In demselben treten über ein Gebiet von etwa 12 km Länge zerstreut, zwischen Letmathe, Iserlohn und Deilingenhofen etwa 15 größere und kleinere Zinkerzlagerstätten von unregelmäßig stockartiger Form, mit halbkreisförmigem oder dreieckigem Querschnitt nahe oder unmittelbar an der Grenze gegen den mitteldevonischen Lenneschiefer auf. Während sie hier deutlich und geradflächig begrenzt sind, erstrecken sie sich seitlich in unregelmäßiger Weise in den Kalk hinein und bilden im allgemeinen nordsüdlich verlaufende, nicht selten eine gangförmige Gestalt annehmende Körper, die den zwar unbedeutenden aber zahlreichen Querstörungen des dortigen Gebirges ihr Dasein verdanken. Nach der Teufe keilen sie meist rasch aus und erreichen nur in einem Falle 205 m. Mit der Tagesoberfläche stehen die Erzkörper in der Regel durch unregelmäßige, mit diluvialem Material gefüllte Höhlen oder Schlotten in Zusammenhang.

Die Erze bestanden aus Zinkblende, Schwefelkies und untergeordnet Bleiglanz. Als solche sind sie aber nur noch in den geschlossenen Kernen der Erzmasse selbst erhalten, während in den peripherischen Teilen die oxydischen Erze nämlich Galmei, Kieselzinkerz, Brauneisenstein und als Seltenheiten Weiß- und Grünbleierz, umgeben von großen Lettenmassen auftreten. Kalkspat zum Teil in schönen Kristallen und vereinzelt auch Quarz, begleiten die Erze.

Einige der bedeutendsten dieser Erzkörper liegen unmittelbar unter der Stadt Iserlohn. Die durch den Abbau derselben hervorgerufenen

Zusammenbrüche der Oberfläche führten seinerzeit zu großen Prozessen. Während die östlich von Iserlohn gelegene Grube „Krug von Nidda" im Jahre 1893 als abgebaut eingestellt wurde, hat die am Ostende der Stadt Iserlohn gelegene Grube „Tiefbau von Hövel" bis vor einigen Jahren ein wenn auch bescheidenes Dasein gefristet.

Die lagenförmige Struktur der geschwefelten Erze insonderheit der Zinkblende und des Schwefelkieses, ferner die traubigen und stalaktitischen Formen weisen deutlich auf die Bildung in durch Wasser gebildeten Hohlräumen und auf Metasomatose hin. Sie wurden später durch atmosphärische Wässer oxydiert. Die fast überall die Erze begleitenden Lettenmassen dürften die Rückstände aufgelöster Mergel und Kalksteine darstellen, soweit sie nicht nachträglich von oben her durch die Schlotten eingespült sind.

Auf die Beobachtung, daß sowohl der Stringocephalenkalk als auch der Lenneschiefer fast überall einen geringen Zinkgehalt aufweisen, hat man die Annahme gegründet, jene Erzkörper seien durch Lateralsekretion gebildet. Wir halten dagegen daran fest, daß die Erzlösungen auf den Spalten aus der Tiefe aufgestiegen sind.

Die Quelle der Erzlösung dürfte wohl die gleiche sein, welche auch die Erzgänge im Karbon der Gegend zwischen Rhein und Ruhr (Velberter Sattel, S. 196) füllte. Die geologische Aufnahme hat den genetischen Zusammenhang zwischen jenen Gangspalten und den Klüften von Iserlohn nachgewiesen.

Im Jahre 1894 betrug die Förderung aus den dem Märkisch-Westfälischen Bergwerksverein gehörenden Iserlohner Zinkerzgruben noch 7245 t Galmei, 4182 t Blende und 64 t Schwefelkies bei einer Belegschaft von 350 Mann in Gruben und Aufbereitungen. Im ganzen wurden in dem Iserlohner Bezirk in dem genannten Jahr 8669 t Galmei, 4185 t Blende und 77 t Schwefelkies gewonnen.

Der Betrieb wurde vor einigen Jahren eingestellt.

Schwelm und Langerfeld (Westfalen).

Literatur.

v. Dechen, Ueber das Eisenstein- und Eisenkiesvorkommen auf der Zeche Schwelm. Sitzungsber. d. naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westfalen, XXXI, 1874. — Stockfleth, Die geographischen, geognostischen und mineralogischen Verhältnisse des südlichen Teils des Oberbergamtsbezirkes Dortmund. Verhandl. d. naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westfalen, Bd. LII, Bonn 1895. — Derselbe, Der südlichste Teil des Oberbergamtsbezirkes Dortmund 1896, S. 57 u. 58. — H. Mentzel im Sammelwerk: Entwicklung des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbergbaues. Berlin 1903, Bd. I. — P. Krusch, Neue Galmeiaufschlüsse bei Schwelm. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch., Bd. LV, 1903.

Aehnliche Vorkommen wie bei Iserlohn sind von den Roten Bergen bei Schwelm und bei Langerfeld in der Nähe von Barmen bekannt geworden. Sie haben zwar gegenwärtig keine wirtschaftliche Bedeutung, doch ist von Interesse, daß der sehr korallenreiche Stringocephalenkalk hier häufig unter Erhaltung der Form der Fos-

silien zum Teil in Markasit, zum Teil in Zinkerz umgewandelt wurde, so daß dicht nebeneinander Markasit- und Zinklagerstätten entstanden. Durch die oxydierende Einwirkung der Tagewässer bildeten sich sekundär dann oxydische Eisen- und Zinkerze, von denen die ersteren vor wenigen Jahren Gegenstand eines Eisenerzbergbaues waren.

Bei Langerfeld wurde der Stringocephalenkalk ebenfalls ursprünglich in sulfidische Zink- und Eisenerze umgewandelt. Auch hier fand eine nachträgliche Oxydation durch die Tagewässer statt.

Die Lagerstätte ist außerdem deshalb interessant, weil hier, mutmaßlich in der Tertiärzeit, eine mechanische Umlagerung und Aufbereitung der Oxydationserze und des Rückstandtones stattfand, derart, daß die oberen Teile der Lagerstätte von Langerfeld heute ein sedimentiertes Erzlager bilden, welches nach der Tiefe in das metasomatisch-oxydische Vorkommen übergeht.

Das Auftreten von bedeutenden Störungen in unmittelbarer Nähe der Lagerstätte deutet auch hier darauf hin, daß die Schwermetalllösungen aus der Tiefe empordrangen.

Wiesloch (Baden).

Literatur.

A. Schmidt, Die Zinkerzlagerstätten von Wiesloch (Baden). Mit 3 Tafeln. Heidelberg 1883 (hierin die ältere Literatur). — A. Sauer, Blatt Neckargemünd der geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden nebst Erläuterungen. Heidelberg 1898.

Etwa 12 km südlich von Heidelberg treten zwischen Wiesloch und Nußloch im oberen Muschelkalk hart an dem großen Rheintalabbruch unregelmäßig lagerförmige Zinkerze auf, die an die kleineren, staffelförmigen Nebenspalten der Rheintalspalte geknüpft sind. Das Profil des oberen Muschelkalkes besteht am Kobelsberg aus den eigentlichen Trochitenschichten und dem unteren Trochitenkalk. Die eigentlichen Trochitenschichten lassen sich wieder gliedern in den zu oberst liegenden Deckstein (0,5 m), drei darunterliegende, als Blättchen bezeichnete Kalksteinschichten, die stellenweise durch Galmeilagen oder galmeiartige Tone ersetzt sind (0,15 m) und das Hangende des 3—6 m mächtigen Kalksteins bilden. Es folgen dann in einer Mächtigkeit von 1,5—4,8 m gelblichgraue oder rötliche Enkrinitenkalke, die mit Tonmergeln wechseln.

Der untere Trochitenkalk besteht aus einem blaugrauen Kalkstein, der mit Letten und Mergeln wechsellagert. Der bis in die Römerzeit zurückreichende Bergbau hat nach einer kurzen Blütezeit in der Mitte des vorigen Jahrhunderts wohl wegen der Unregelmäßigkeit des Auftretens der Lagerstätten wieder aufgegeben werden müssen.

Das Haupterz ist Galmei, der — wie die Aufschlüsse im östlichen Grubenfelde am Kobelsberge ergeben haben — durch Umsetzung aus dem zum Teil dort noch erhaltenen Blendelager entstanden ist.

Schmidt führt als wesentliche Mineralien von Wiesloch auf: Zinkblende, Bleiglanz, Markasit, Zinkspat, Zinkblüte, Brauneisenerz, Eisenocker,

daneben selten Pyrolusit, Weißbleierz, Pyromorphit, Bleivitriol, Antimonocker, Realgar, Schwerspat, Gips, Kalkspat, Bitterspat und Ton.

Die Blende tritt in zwei Generationen auf, deren ältere als kryptokristalline Schalenblende in lagenförmiger Verwachsung mit Bleiglanz und Markasit das Haupterz bildet. Nicht selten sind dann in Hohlräumen der Lagerstätte diese Erze in Form von Stalaktiten ausgebildet, auf denen eine jüngere Generation von Blende als äußere Hülle aufsitzt. Bleiglanz findet sich neben der dichten Verwachsung in der Schalenblende auch selbständig und kristallisiert, endlich auch in Form unregelmäßiger Butzen in den Galmeimassen. Diese letzteren sind feinkörnige, dichte, weißlichgraue, gelegentlich auch gestreifte nierenförmige und traubige Aggregate oder porösige und zellige Körper. In den reineren Galmeisorten beträgt der Zinkgehalt 40—50 Proz. Als Zersetzungsprodukt des Markasits treten namentlich im oberen Teile der Lagerstätte Brauneisenerz und roter Eisenocker mit Ton vermengt auf. In den letzteren hat sich die Kieselsäure in ringsum ausgebildeten Quarzkristallen konzentriert.

S c h m i d t führt fünf Erzlager von Wiesloch auf, die in ihrer Flächenerstreckung unverkennbar N-S-Richtung zeigen. Drei derselben liegen am Westabhang der Hessel und bilden das sogenannte Hesselfeld, zwei andere am SW-Abhang des Kobelsberges im Baierthaler Felde. Das aus einer großen Zahl kleinerer und größerer durch Schnüre miteinander verbundener Erzbutzen bestehende Lager scheint überall demselben Niveau des Trochitenkalkes anzugehören. Die Erzbildung schließt sich einerseits an die Schichtfugen, anderseits an die durchsetzenden Klüfte an. Es entwickelt sich insofern eine Gliederung der Lagerstätte, als die liegenderen Teile vorherrschend aus Zinkerzen, die hangenderen wesentlich aus Eisenerzen bestehen. Die Klüfte selbst sind hier und da mit reinem Ton, meist mit zinkhaltigen, eisenschüssigen Letten und Galmei erfüllt. Daß neben dem Vorgange der Verdrängung des Kalkes durch die Erze auch der Absatz in bereits durch das Wasser bewirkten Höhlungen stattfand, geht aus dem Vorkommen von Zinkblendestalaktiten am Kobelsberge deutlich hervor. Von dem im allgemeinen niveaubeständigen Erzlager zieht sich gelegentlich die Erzführung längs der Klüfte in mäßige Tiefe hinab, erreicht sogar in einem Falle das Niveau des Wellenkalkes.

Auffällig sind die in der Galmeilagerstätte weit verbreiteten Kristallhohlräume, welche als negative Kristalle von Gips gedeutet werden. Sie beweisen, daß der Galmeibildung unmittelbar eine Sulfatisierung vorausging.

Bekannt sind ferner von Wiesloch die zahlreichen in Galmei umgewandelten Versteinerungen des Muschelkalkes, die man als einfache Verdrängungspseudomorphosen aufzufassen hat. Die vielfach in der Umgegend von Wiesloch beobachtete Dolomitisierung des Trochitenkalkes soll, was auffällig wäre, mit der Erzbildung nicht unmittelbar verbunden sein, da S c h m i d t in der Grube zwischen Galmei und dem benachbarten Kalkstein eine dolomitische Zwischenzone im allgemeinen nicht konstatieren konnte.

Kärnten.

Metasomatische Lagerstätten des Bleis und Zinks, welche in Spaltenerweiterungen oder solchen Höhlen, deren Entstehung von Verwerfungsspalten ihren Ausgang nimmt, auftreten, die also immer an lösliche Gesteine, insonderheit an Kalkstein, geknüpft sind, verbreiten sich nicht nur in großer Zahl und typischer Entwicklung in Kärnten, sondern es ging auch von ihnen gerade die Erkenntnis der Entstehung dieses wichtigen und über die ganze Erde verbreiteten Lagerstättentypus, namentlich durch die Studien F. Pošepnys aus. Ihnen entnahm daher v. Groddeck seinen „Typus Raibl".

Lagerstätten dieser Art durchziehen Kärnten in einer breiten W—O gerichteten Zone und treten in der Regel im Kalk längs einer wasserundurchlässigen Schieferschicht (Hauptschiefer, Bleiberger oder Raibler Schiefer der Oberen Trias oder Werfener Schiefer der Unteren Trias) auf. Pošepny betont danach mit Recht, daß das wesentliche Moment für die Erzbildung nicht in dem geologischen Niveau des Kalkes oder Schiefers, sondern in der Verschiedenheit der Wasserdurchlässigkeit beider Gesteine beruht.

Pošepny unterscheidet drei Gruppen von hierher gehörigen Lagerstätten: Raibl, Bleiberg und Unterkärnten.

Raibl.

Literatur.

F. Pošepny, Die Blei- und Galmeierzlagerstätten von Raibl in Kärnten. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst., Bd. XXIII. Wien 1873. — Derselbe, Ueber die Entstehung von Blei- und Zinkerzlagerstätten in auflöslichen Gesteinen. Bericht über den allgem. Bergmannstag zu Klagenfurt 1893, S. 77. — G. Gürich, Das Mineralreich, 1899, S. 573. — Geologisch bergmännische Karten mit Profilen von Raibl nebst Bildern von den Blei-Zinklagerstätten von Raibl, aufgenommen von den k. k. Bergbeamten, herausgegeben vom k. k. Ackerbauministerium, Wien 1903, mit vollständiger Bibliographie.

Die Umgegend dieses alten, in einem südlichen Seitentale des Gailtales gelegenen Bergstädtchens gehört dem Gebiete der W—O streichenden Alpinen Trias an, die mit südlichem Einfallen aus einem Wechsel von Kalken, Dolomiten und Mergeln besteht. Die erzführenden weißen Dolomite und Kalke von Raibl liegen auf den Cassianer Schichten (Mittlere Alpine Trias) und werden von den bituminösen Fischschiefern überlagert. Im Hangenden folgen dann schwarze Mergelschiefer und die eigentlichen Raibler Schichten (Obere Alpine Trias).

Die Lagerstätten treten in zwei verschiedenen Formen und in zwei verschiedenen Niveaus auf. In dem hangenderen, dolomitischen, den Fischschiefern unmittelbar benachbarten Teile sind die Erze an Blattverwerfungen, die sich örtlich zu Hohlräumen erweitern, gebunden, derart daß sie hier die Klüfte gangartig erfüllen und die Höhlungen mit konzentrisch-schaligen Krusten sulfidischer Erze (Bleiglanz und Zinkblende und Dolomit als Gangart) bedecken. In einem tieferen Niveau des hier

wenig dolomitisierten Kalkes finden sich dagegen Galmeimassen als Verdrängungspseudomorphosen des Kalkes längs der gleichen Blattverwerfungen.

Die Erzkörper haben im allgemeinen die Form von Schläuchen; im fiskalischen Grubenfelde erstrecken sie sich vorwaltend nach drei Richtungen, welche dem Johann-, Abend- und Morgenblatt entsprechen; dabei fallen sie parallel den Schichten des Kalksteins gegen Süden ein. Die dem Johannblatt anschließenden Erzkörper liegen etwa 300 m, die dem Abendblatt zugehörigen etwa 150 m im Liegenden der Kalkstein-Schiefergrenze. Das Morgenblatt nähert sich dieser Grenze selbst mehr und mehr, so daß in größerer Tiefe die Erzkörper an den Schiefer herantreten dürften.

Die einzelnen Erzkanäle sind in bezug auf ihren Querschnitt unbeständig, sie verengen sich bald, bald schwellen sie an, auch verzweigen sie sich gelegentlich. In vielen ist die Krustenstruktur, bei welcher Schalen der einzelnen Mineralien von wechselnder Dicke um eine meist mit Dolomitspat ausgefüllte Zentraldruse sich herumlegen, deutlich ausgeprägt, so daß der Erzabsatz in präexistenten, wassergefüllten, schlauchförmigen Kanälen zweifellos ist.

Seltener sind durch das Zusammenbrechen der Hohlräume Breccienfüllungen entstanden, bei denen die großen ihren Umrissen nach noch zusammenpassenden Dolomit- und Kalkbruchstücke durch Erz verkittet sind.

Eine Pseudobreccienstruktur findet sich nicht selten dann, wenn der Kalk nur unvollkommen von Spalten aus verdrängt wurde, so daß Kalkkerne noch erhalten geblieben sind.

Die primären Erze waren durchgehends sulfidische. Sie bestehen aus Schalenblende, fast silberfreiem Bleiglanz und Schwefelkies. Als Gangart finden sich Dolomit und Schwerspat. Durch Oxydation entstanden aus diesen primären Erzen Galmei (Zinkspat) und Weißbleierz.

Von besonderem Interesse sind die Röhrenerze, die sich namentlich in den Lagerstätten des Blattsystems der Strugglschen Erzzüge finden und aus konzentrischen, hohle Bleiglanzstalaktiten umkrustende Lagen von Kiesen und Zinkblende bestehen. Mitunter führen die röhrenförmigen Aggregate Bleiglanz-Oktaeder.

Eine im Hangenden auftretende Wechsellagerung von Dolomit mit Zinkblende und Bleiglanz wird als Schiefererz bezeichnet.

Die Galmeilagerstätten sind zum großen Teil direkt aus Kalk umgebildet worden (Oxydationsmetasomatose Kruschs); die Struktur des Kalkes ist dabei erhalten. Man findet vorherrschend roten Galmei (Zinkspat), seltener weißen (Zinkblüte); Kieselzinkerz ist auch hier spärlich.

Wie bei allen Zinklagerstätten treten in Verbindung mit dem Galmei mehr oder weniger tonige Brauneisenerzmassen auf, deren Material zum Teil aus dem Schwefelkies, zum Teil aus dem Eisengehalt der Schalenblende und des Kalkes stammt. Namentlich nach der Tagesoberfläche nimmt die Eisenmenge auf Kosten des Galmeis zu.

Der Bergbau von Raibl hat sehr hohes aber unbekanntes Alter. Die Entwicklung des Betriebes ist dem Aerar zu verdanken, welches 1762 einen Teil der Gruben kaufte.

Die Jahresproduktion von Raibl beträgt ca. 3000 t Bleierze und 17 000 t Zinkerze.

Bleiberg.

Literatur.

Mohs, Die Gebirgsgesteine, Lagerungsverhältnisse und Erzlagerstätten zu Bleiberg in Kärnten nach den Beobachtungen des k. k. Bergrates Fr. Mohs 1810. Abschrift vom 5. November 1830 in den Werksakten. — K. Peters, Die Umgebung von Deutsch-Bleiberg in Kärnten. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1856. — Derselbe, Ueber die Blei- und Zinklagerstätten Kärntens. Oesterr. Zeitschr. 1863, S. 173. — v. Cotta, Ueber die Blei- und Zinkerzlagerstätten Kärntens, Berg- und hüttenmännische Zeitung 1863, Bd. XXII. — P. Potiorek, Ueber die Erzlagerstätten des Bleiberger Erzberges. Oesterr. Zeitschr. 1863. — E. Sueß, Geogn. bergmännische Skizze von Bleiberg. Oesterr. Zeitschr. 1869. — F. Pošepny, Ueber alpine Erzlagerstätten. Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst. 1870. — v. Mojsisovics, Ueber die tektonischen Verhältnisse des erzführenden Triasgebirges zwischen Drau und Gail (Bleiberg in Kärnten). Verhandlungen der k. k. Reichsanst. 1872. — Brunlechner, Die Entstehung und Bildungsfolge der Bleiberger Erze und ihrer Begleiter. Jahrb. des naturhistorischen Museums von Kärnten, Bd. XXV, 1895. — Hupfeld, Der Bleiberger Erzberg. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897. Hier vollständiges Literaturverzeichnis. — G. Geyer, Zur Tektonik des Bleiberger Tales in Kärnten. Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst. 1901.

Bleiberg ist neben Raibl der Mittelpunkt des alten Kärntner Blei- und Zinkerzbergbaues und liegt 12 km westlich von Villach in einem tektonischen, tief eingeschnittenen Tale zwischen dem 1261—1823 m hohen Bleiberger Erzberg im Norden und dem 2167 m hohen Dobratsch im Süden (Bd. I, Fig. 58, S. 41).

Die Tektonik des Gebietes, welche für die Erzlagerstätte von der größten Wichtigkeit ist, wurde von Pošepny, Hupfeld und besonders von Geyer genauer untersucht.

Das älteste Schichtenglied gehört dem Unterkarbon an und ist westlich von Kreuth am Westende des Bleibergtales aufgeschlossen. Auf dasselbe legen sich nach Osten, im Südwesten des Bleibergtales, der Grödener Sandstein, die Werfener Schichten und der Guttensteiner Kalk, die durchweg nur geringe Oberflächenverbreitung zeigen. Es folgt dann in gewaltiger Ausdehnung den größten Teil des Erzberges und des Dobratsch zusammensetzend, der Wettersteinkalk und -Dolomit. Das nächst hangendere Glied, die Carditaschichten und der Hauptdolomit sind nur an Brüchen meist nahe dem Bleiberger Tal als durch die Verwerfungen geschützte Reste einer größeren Decke (Fig. 55) erhalten.

Das Gebiet ist hochgradig tektonisch gestört. Wie aus der Verteilung der Einfallszeichen in Fig. 55 hervorgeht, fallen die Schichten des Wettersteinkalkes und -Dolomites am Erzberg nach Süden und am Dobratsch nach Norden auf den gewaltigen Bleiberger Bruch zu ein, dem das Tal seine Entstehung verdankt. Namentlich im Norden des

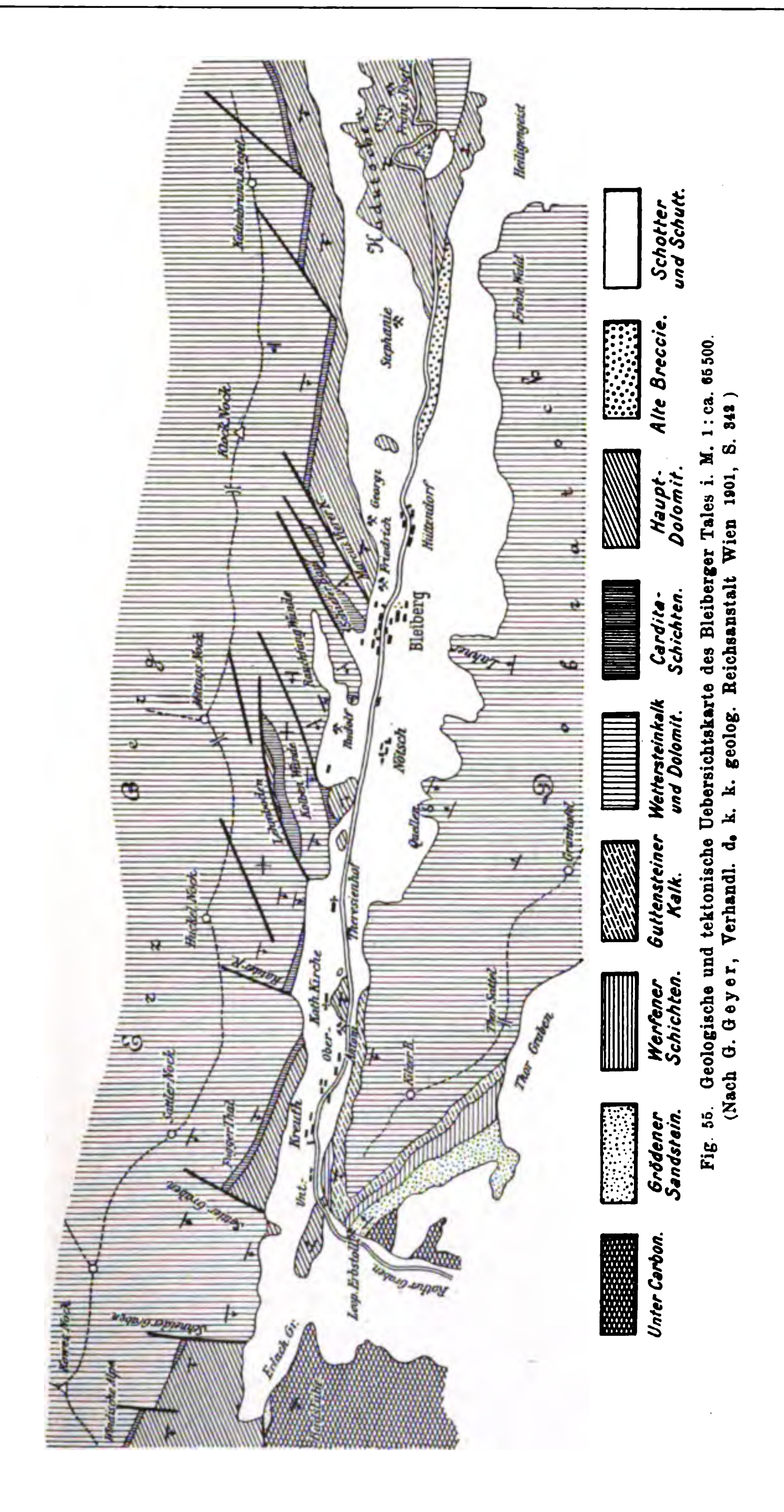


Fig. 55. Geologische und tektonische Uebersichtskarte des Bleiberger Tales i. M. 1 : ca. 65 500.
(Nach G. Geyer, Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt Wien 1901, S. 342.)

Bruches sind eine große Anzahl von Verwerfungen festgestellt worden, die das Absinken gewaltiger Schollen jüngerer Gesteine veranlaßten. Die Kombination von Faltungen und Verwerfungen erzeugt ein außerordentlich kompliziertes tektonisches Bild, welches in Fig. 56 zur Darstellung kommt.

Der erzführende Kalk gehört dem Wettersteinkalk an und ist ein dolomitischer Kalkstein von heller Farbe, dem nur selten dunkle, mutmaßlich bituminöse Schichten eingelagert sind. Der Gehalt an Magnesiakarbonat schwankt zwischen 0,1 und 40 Proz. An der Zusammensetzung des Bleiberges nehmen außerdem nach dem Profil G e y e r s noch die Carditaschichten, die jünger sind als der Kalk, der darauf liegende Hauptdolomit und schließlich im Hangenden des Wettersteinkalkes der Wettersteindolomit teil. Der gegenüberliegende Dobratsch besteht in unmittelbarer Nähe des Bruches aus dem Wettersteindolomit.

Die Erzlagerstätten von Bleiberg stellen in der Hauptsache Ausfüllungen unregelmäßiger Hohlräume und metasomatische Lagerstätten

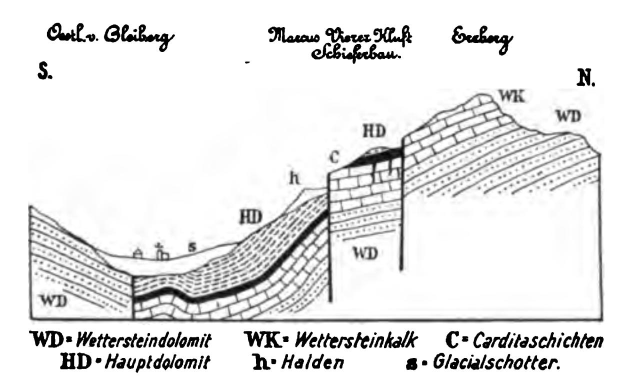


Fig. 56. Wd Wettersteindolomit, Wk Wettersteinkalk, C Carditaschichten, Hd Hauptdolomit, h Halden, s Glazialschotter. (Nach G. G e y e r, Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1901, S. 341.)

dar, deren Verbreitung in enger Beziehung zum Bleiberger Bruch steht. Sie treten fast ausschließlich im erzführenden Kalk auf. Ihre Form wird sehr treffend von P o š e p n y als Schlauchform charakterisiert. Die Uebersichtskarte Bd. I, Fig. 58 zeigt eine auffallende Uebereinstimmung in der Richtung der Erzschläuche der einzelnen Reviere, derart, daß die Achsenlinien der Schläuche, wie schon M o h s erkannte, die Kreuzlinien zweier sich schneidenden Ebenen bilden, nämlich einerseits der Schichtflächen des erzführenden Kalkes und anderseits gewisser Klüfte. Man bezeichnet die Klüfte in Bleiberg als „Gänge", in Kreuth als „Kreuzklüfte" und die Schichtflächen in Bleiberg als „Flächen", in Kreuth als „Lager". Besonders hervorzuheben ist, daß die Achsenlinien nicht von bestimmten Kalksteinbänken, sondern von bestimmten, die Kalksteinbänke trennenden Schichtflächen abhängen, die man dann als edel bezeichnet. Die edlen Flächen sind deutlicher ausgeprägt als die unedlen und zeigen Spuren der Wasserzirkulation. Die veredelnden Klüfte sind in ähnlicher Weise durch deutliche Ausbildung der Lettenführung charakterisiert.

Das Streichen der Klüfte ist im Fuggertal h 9 bei 50—70° nordöstlichem Einfallen, im Hauptgebiet von Kreuth h 11—1 bei 60—65° östlichem Einfallen und im Bleiberger Revier h 5—7 bei annähernd seigerem Einfallen. Entsprechend dem verschiedenen Streichen der Klüfte und der Schichtflächen ergibt sich für die Erzschläuche nach der Uebersichtskarte im Fuggertal und bei Kreuth ein generelles nordwestliches Streichen, während im Bleiberger Revier das ostnordöstliche überwiegt. Wie tief diese Erzschläuche niedersetzen, ist in Bleiberg noch nicht entschieden, man fand einerseits solche, die sich nach der Tiefe auskeilten, während anderseits grade die tiefsten Aufschlüsse, welche im Kreuther Revier mehr als 400 m unter der Talsohle liegen, die besten und aussichtsreichsten des ganzen Bezirkes sind.

Bei der Breitenerstreckung glaubt Hupfeld den Nachweis liefern zu können, daß die Erzlagerstätten an die Bleiberger Schiefer gebunden sind und sich von hier aus im allgemeinen nur auf eine Breite von 500 m in den erzführenden Kalk hinein erstrecken.

Die Ausfüllung der Erzlagerstätten besteht aus primären und sekundären Mineralien. Zu den primären gehören Bleiglanz, Zinkblende, Markasit, Schwerspat, Flußspat, Kalkspat und Dolomit. Bei dem Bleiglanz sind die schon bei Raibl erwähnten Röhrenerze von Wichtigkeit, welche hier aus langen, innen mit Kalkspat gefüllten Bleiglanzröhren bestehen, die Ausfüllungen im Kalkstein bilden. Der Bleiglanz zeichnet sich durch seine große Reinheit und die gänzliche Abwesenheit von Antimon, Kupfer und Silber aus, er war das Rohmaterial für das berühmte Kärntener Jungfernblei.

Die Zinkblende ist hauptsächlich im westlichen Kreuther Revier und ganz im Osten vorhanden, während sie im Hauptteile von Bleiberg zurücktritt. Meist findet man sie in der Form von Schalenblende mit einem Kalkspat- oder Bleiglanzkern. Sie ist meist hellgelb, bei höherem Eisengehalt wird sie bis schwarz. Die enge Verwachsung von Schwerspat mit den genannten sulfidischen Erzen ist bei Bleiberg besonders charakteristisch; oft findet man Anhäufungen parallel verwachsener, tafelförmiger Kristalle oder auch derbe Massen mit blättriger Struktur. Interessant ist das Vorkommen von Flußspat, welcher in Würfeln von höchstens $^3/_4$ cm Kantenlänge von rosa, violetter bis wasserheller Farbe Bleiglanz und Zinkblende überzieht.

Kalkspat und Dolomit bilden entweder Trümmer des Nebengesteins oder sie sind Neubildung.

Die sekundären Mineralien entstehen vorzugsweise durch die Oxydation der primären und zwar geht Bleiglanz in Weißbleierz in guten Kristallen mit Zwillings- und Drillingsbildung, Plumbocalcit, Vitriolblei und das bei Bleiberg besonders häufig vorkommende Gelbbleierz (Wulfenit) über, welches fast stets kristallisiert ist und in dünnen Tafeln große Drusen ausfüllt.

Die Herkunft des Molybdäns in dem gelben, mitunter grauen Mineral, ist vorläufig noch nicht geklärt; Molydänglanz ist auf den Lagerstätten noch nie gefunden worden.

Die Zinkblende geht namentlich in Zinkspat über, der häufig durch Brauneisen und Letten verunreinigt ist, Kristalle sind selten. Durch Aufnahme von Wasser erfolgt der Uebergang des Zinkspates in Zinkblüte. Weit seltener ist die Umwandlung von Zinkblende in Kieselzinkerz, welches dann meist kristallisiert auftritt.

Der Markasit wandelt sich in Brauneisen um, während Schwefelsäure frei wird. Der Schwefelsäure ist die Umwandlung des Kalksteins zu Anhydrit zu verdanken, dessen Menge bei Bleiberg ganz auffallend ist. Das Mineral ist körnig und von himmelblauer Farbe und umschließt häufig noch unveränderte Kalkstücke. An der Luft nimmt es Wasser auf, so daß die Gelegenheit zur Gipsbildung gegeben ist. Im Kreuther Revier tritt ab und zu das asbestartige Mineral Bergleder auf.

Ueber die Form der Lagerstätten orientiert das Ortsbild Bd. I, Fig. 60. Auch im kleinen folgt also die Erzführung den Gesteinsablösungen und zwar einerseits den Schichtflächen und anderseits den Zerklüftungen des Kalksteins.

Die Altersfolge der Mineralien hat A. Brunlechner auf Grund von Kristallverwachsungen und Ueberkrustungen festgestellt. Er kommt zu dem Resultat, daß man zwei Erzgenerationen für Zinkblende, Bleiglanz, Kalkspat und Wulfenit annehmen muß; in der ersten herrscht Bleiglanz und in der zweiten Zinkblende quantitativ vor. Die Bildungsfolge der ersten Generation ist Kalkspat, Blende, Bleiglanz, Schwerspat, Markasit, Calcit, Fluorit und die der zweiten Kalkspat, Blende, Bleiglanz, Schalenblende, Schwerspat, Markasit, Kalkspat, Flußspat, Dolomit und Anhydrit. An diese zweite Generation schließen sich dann die Oxydationserscheinungen der verschiedenen Mineralien, die oben kurz geschildert wurden. Hierher gehören nach Brunlechner auch Ilsemannit (Mo_3O_8 + x aqua), Schwefel und Zinkvitriol, Mineralien, über deren Vorkommen in Bleiberg noch keine zuverlässigen Beobachtungen vorliegen.

Die Genesis des Bleiberger Vorkommens ist von vielen Autoren eingehend diskutiert worden, die z. T. für syngenetische, z. T. für epigenetische Bildung eintraten. Anhänger der syngenetischen Entstehung gab es zu den verschiedensten Zeiten, zu ihnen gehörten Mohs, Fuchs, Lipold und Peters.

Die heute allgemein anerkannte epigenetische Entstehung wurde zwar frühzeitig erkannt, aber von den Autoren wiederholt aufgegeben.

Schon Ende des 18. Jahrhunderts wußte der praktische Bergmann, daß die Erzschläuche veredelte Scharkreuze sind. E. Philipps, ein französischer Bergingenieur, verfocht um die Mitte des 19. Jahrhunderts in einer Abhandlung die Entstehung der Erze nach Art der Gänge. Im Jahre 1863 veröffentlichte v. Cotta einen längeren Aufsatz über Bleiberg und bezeichnete die Erzablagerungen als sekundär, hervorgebracht durch metallische Lösungen, die auf Gebirgsspalten zirkulierten und den zerklüfteten Kalk durchdrangen. Potiorek, der langjährige Bleiberger Bergverwalter schilderte im Jahre 1863 zum ersten Mal mit eingehender Genauigkeit die Vorkommen von Bleiberg und bestreitet die Lagernatur. Zu allgemeiner Anerkennung brachte dann Pošepny im

Anschluß an seine Raibler Untersuchungen die Ansicht der schlauchförmigen Hohlraumausfüllungen, die meist den Scharlinien von Klüften und Schichtungsflächen folgen. Hupfeld schließt sich der Ansicht Pošepnys an.

Brunlechner erörtert in seiner oben erwähnten Arbeit die Möglichkeit der Lagerstättenbildung durch Lateralsekretion, weil die Art und Weise der Verteilung der Erze im weit ausgebreiteten und mächtigen Schichtenkomplexe des Wettersteinkalkes nach seiner Ansicht die Hypothese glänzend stützte. Nach ihm fanden die Umlagerungen von den Spalten aus statt, derart, daß einzelne durch mineralogische Substanzen verschlossen, andere dagegen erweitert wurden.

Die Verfasser treten für die besonders von Pošepny ausgebaute Theorie ein, nach welcher die Lagerstätten Ausfüllungen unregelmäßiger Hohlräume bei gleichzeitiger metasomatischer Umwandlung eines Teils des Wettersteinkalkes in Erz von Spalten aus sind.

Bei der oben eingehend geschilderten Oxydation der Erze kamen abermals Schwermetalllösungen mit dem Kalkstein zusammen, so daß eine zweite Verdrängung des Kalkes durch Blei- und Zinksalze möglich war. Dieser Vorgang, der mit Vergrößerungen der ursprünglichen Lagerstättenmächtigkeit verbunden sein mußte, fällt unter den Begriff von Kruschs Oxydationsmetasomatose.

Laurion (Griechenland).

Literatur.

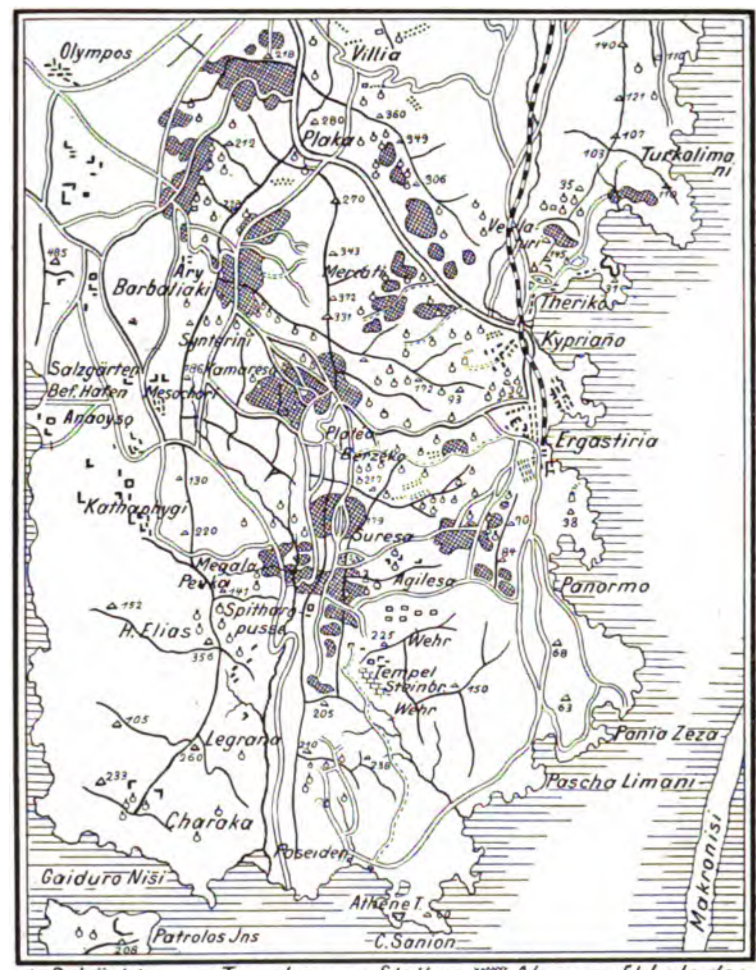
A. Böckh, Ueber die antiken laurischen Silberbergwerke. Abhandl. d. Akad. d. Wissensch. 1814—1815, S. 85—140. Berlin 1818. — A. Cordella, Le Laurium. Marseille 1869. — R. Nasse, Mitteilungen über die Geologie von Laurion und den dortigen Bergbau. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen in Preuß., Bd. 21. Berlin 1873. — B. Simonnet, Le Laurium. Bull. de la Soc. de l'ind. min. St. Étienne 1883, II. Ser., Bd. XII, S. 641. — A. Cordella, La Grèce sous le rapport géologique et minéralogique. Paris 1878. — Derselbe, Mineralogisch-geologische Reiseskizzen aus Griechenland. Leipzig 1883. — R. Lepsius, Geologie von Attika. Berlin 1893. — Referat: Die geologischen Verhältnisse der laurischen Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 152 (hierin ausführliches Literaturverzeichnis). — J. J. Binder, Laurion. Die Attischen Bergwerke im Altertum. Jahresber. d. k. k. Oberrealschule Laibach 1895. — C. v. Ernst, Ueber den Bergbau im Laurion. Mit 8 Textbildern. Jahrb. d. k. k. Bergakad. Wien 1902, Bd. L, S. 447.

Das einem Gebirgsbruch folgende nordnordöstlich streichende Längstal von Legrana trennt den südöstlichen erzreichen Teil des südlichen Attika von einem nordwestlichen, abweichend gebauten, erzarmen Gebiet. In der einen Sattelbruch darstellenden das ganze Revier von Legrana an über Kamaresa, den Paß von Plaka bis an die NO-Küste nach Daskalio-Niki durchziehenden Störungszone finden sich die meisten Erzlagerstätten.

Das generelle Streichen der Schichten in diesem südöstlichen Teile von Attika, dem Erzdistrikt von Laurion (Ergastiria), ist ein nordnordöstliches bei östlichem Einfallen.

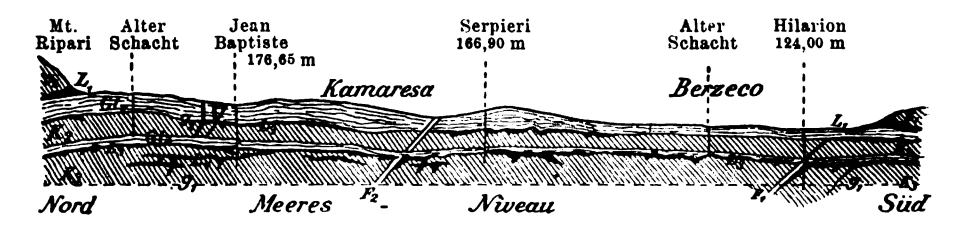
Lepsius gibt folgendes Profil an:

4. Quartär.



ȯ Schächte, :::: Tagebau, ▫ Stollen, ▩ Abraum-Ekboladen,
⊏ Mauerwerk - Bauträmmer, ⟵ Strassen.

a) Uebersichtskarte von Laurion.



b) Profil von Laurion.
Gl = Glimmerschiefer mit Bleierzgängen (g), K = Kalkstein (Marmor), L = metasomatische Erzkörper.

Fig. 57. Uebersichtskarte und Profil von Laurion. (Nach Lepsius und Cordella.)

3. Tertiär: Obere Stufe (Pikermischichten) und Untere Stufe.

2. Kreide: c) Obere Kalksteinstufe (graue Kalke). b) Grüne Schiefer und Mergel von Athen. a) Untere Kalksteinstufe (eisenreiche, gelblichweiße Kalke).

1. Kristallines Grundgebirge: e) Oberer, blaugrauer, dünnschichtiger Marmor von Attika. d) Glimmerschiefer (Kaesarianischichten), örtlich mit einer eingeschalteten Marmorbank. c) Unterer Marmor von Attika. b) Dolomit- und Kalkschiefer. a) Kalkglimmerschiefer mit Quarzlinsen.

Die tiefsten, im laurischen Berglande entblößten Schichten sind die jedenfalls mehrere 100 m mächtigen „Unteren Marmore", in denen die Lagerstätten der zink- und silberhaltigen Bleierze sich hauptsächlich befinden.

Zahlreiche, oft serpentinisierte Gabbros und der apophysenreiche im Verlauf der Sattelspalte liegende Granit von Plaka durchbrechen und metamorphosieren die Schichten des Grundgebirges und der Kreide. Während der Westflügel des Legranasattels stark gestört ist, fällt der Ostflügel sehr regelmäßig mit 10—20° bis zur Küste flach ein.

Man unterscheidet in Laurion drei sogenannte Erzkontakte (Fig. 57), welche sich wie folgt verteilen:

Der „erste (oberste) Erzkontakt" bildet die Grenze für den Athener Kreideschiefer gegen Unteren Kreidekalkstein.

Der „zweite Kontakt" liegt zwischen dem Oberen Marmor und dem Kaesariani-Glimmerschiefer.

Als „dritten (untersten) Kontakt" bezeichnet man die Grenzfläche zwischen Kaesariani-Glimmerschiefer und Unterem Marmor.

Die unregelmäßig-lagerförmigen Zinkblende- und Bleiglanz- respektive Galmeianhäufungen liegen fast immer auf der Grenze zwischen Kaesariani-Glimmerschiefer und Marmor, und zwar vorzugsweise im Unteren Marmor. Bei Kamaresa finden sie sich auch in dem steil (50°) einfallenden Westflügel an der unteren Begrenzung der dem Glimmerschiefer dort regelmäßig eingeschalteten Marmorbank. Auch am Kontakt des Granits und seiner Apophysen mit dem Marmor zeigen sich die Erzlagerstätten häufig und setzen von hier aus als reiche Erztrümer (Griffons) in den Kalk hinein.

Am Granit von Plaka ist der Athener Schiefer kontaktmetamorph in Augit-Epidot-Granatfels (Plakit Cordellas) umgewandelt. Auch die oft dolomitisierten und sideritisierten Unteren Kreidekalke sind in den Rimbaribergen kontaktmetamorphosiert und an zahlreichen Stellen in reiche manganhaltige Brauneisensteine mit etwas Bleiglanz umgewandelt. Diese „Erze des ersten Kontaktes" sind vielfach gewonnen und exportiert worden.

Die tieferen Bleizinkerzlager, die bei der Umwandlung des Kalkes des Grundgebirges entstanden sind und von den dortigen Bergleuten je nach ihrer Tiefenlage als Erze des „zweiten, respektive dritten Kontaktes" bezeichnet werden, enthalten keine Eisenerze, sondern bestehen aus silberreichem Bleiglanz, aus Zinkblende und sekundär gebildetem Galmei.

Im Altertum war die bergmännische Gewinnung nur auf den Bleiglanz

gerichtet, aus dem das Silber ausgeschmolzen wurde. Die aus jener Zeit stammenden alten Halden, welche aus Gesteins-, Erz- und Schlackenstücken bestehen, werden jetzt vielfach wieder aufgearbeitet. Sie ergeben 3—4 Proz. Blei und wenig Zink. Die Schlacken enthalten 13—14 Proz. Blei mit 0,5—3 kg Silber pro Tonne Blei.

Der in der Regel sehr kompakte Bleiglanz hat nach von Ernst einen hohen Bleigehalt und ist reich an Silber, da häufig 2 kg in der Tonne gefunden werden.

Der Zinkgehalt des Galmeis ist verschieden. Der Galmei der liegenden Lagerstätte, von dem man zeitweilig 3—4000 t monatlich gewann, enthielt früher nach der Röstung 65 Proz. Zink. Der moderne Bergbau muß allerdings mit wesentlich ärmeren Erzen rechnen.

Die Produktion der Gruben der französischen Laurion-Gesellschaft betrug nach A. Cordella im Jahre 1901 10 730 t gerösteten Galmei Sorte 1—4, 803 t bleihaltigen Galmei, 3942 t eisenhaltigen Galmei, 494 t Zinkblende. 1906 gewann man im ganzen ca. 22 000 t Galmei und 12 298 t silberhaltiges Blei.

Sardinien.

Literatur.

A. de la Marmora, Description de la Sardaigne Picos de l'Europe 1839. — E. Ferraris, Memoria geognostica sulle formazione metallifera delle minerara di Monteponi e adiacenti 1882. — G. Zoppi, Descrizione geologico-mineraria dell' Iglesiente (Sardegna) 1888. Mem. descr. della Carta geol. d'Ital. IV. 1888 mit Atlas und geologischer Karte. — Carta Geologico-Mineraria dell' Iglesiente 1 : 50 000, R. Comit. Geol. d'Italia, Rom 1888. — Marx, Geogn. und bergm. Mitteilungen über den Bergbaubezirk von Iglesias auf der Insel Sardinien. Zeitschr. f. das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preuß. Staate 1892, Bd. 40. — Fuchs und de Launay, Traité des Gîtes minéraux et métallifères II, 1893, S. 387. — A. Dannenberg, Reisenotizen aus Sardinien. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 252. — B. Lotti, I depositi dei minerali metalliferi S. 63.

Das geologische Bild Sardiniens ist durch die Mannigfaltigkeit der Sedimentärformationen und Eruptivgesteine besonders interessant. Das Grundgebirge besteht aus Granit, auf dem cambrische Sandsteine und Schiefer, silurische Kalke, Schiefer und Grauwacken und devonische Schichten liegen. Zur Zeit des Kohlenkalkes und Perms war Sardinien Festland, dagegen kamen Jura und Kreide wieder zur Ablagerung, sie sind durch eine Diskordanz voneinander getrennt; auch das Tertiär bedeckt große Strecken. Am Schluß der nummulitischen Epoche wurden die mesozoischen Schichten aufgerichtet, zur Zeit der Bildung der Alpen fand in Sardinien eine letzte ausgedehnte Faltung statt.

Während im größten Teile Europas Devon, Karbon, Perm und Tertiär reich an Erzlagerstätten sind, finden sich auf Sardinien und besonders in der Provinz Iglesias die berühmten Zink- und Bleivorkommen zum bei weitem größten Teile im Silur; wahrscheinlich haben sie ein hohes geologisches Alter.

In Sardinien sind drei Bergwerksdistrikte zu unterscheiden, nämlich ein sehr bedeutender südwestlicher in der Provinz Iglesias,

ein untergeordneter nordwestlicher bei A l g h e r o und ein östlicher im Massiv von S a r r a b u s, O g l i a s t r e u n d L u l l a.

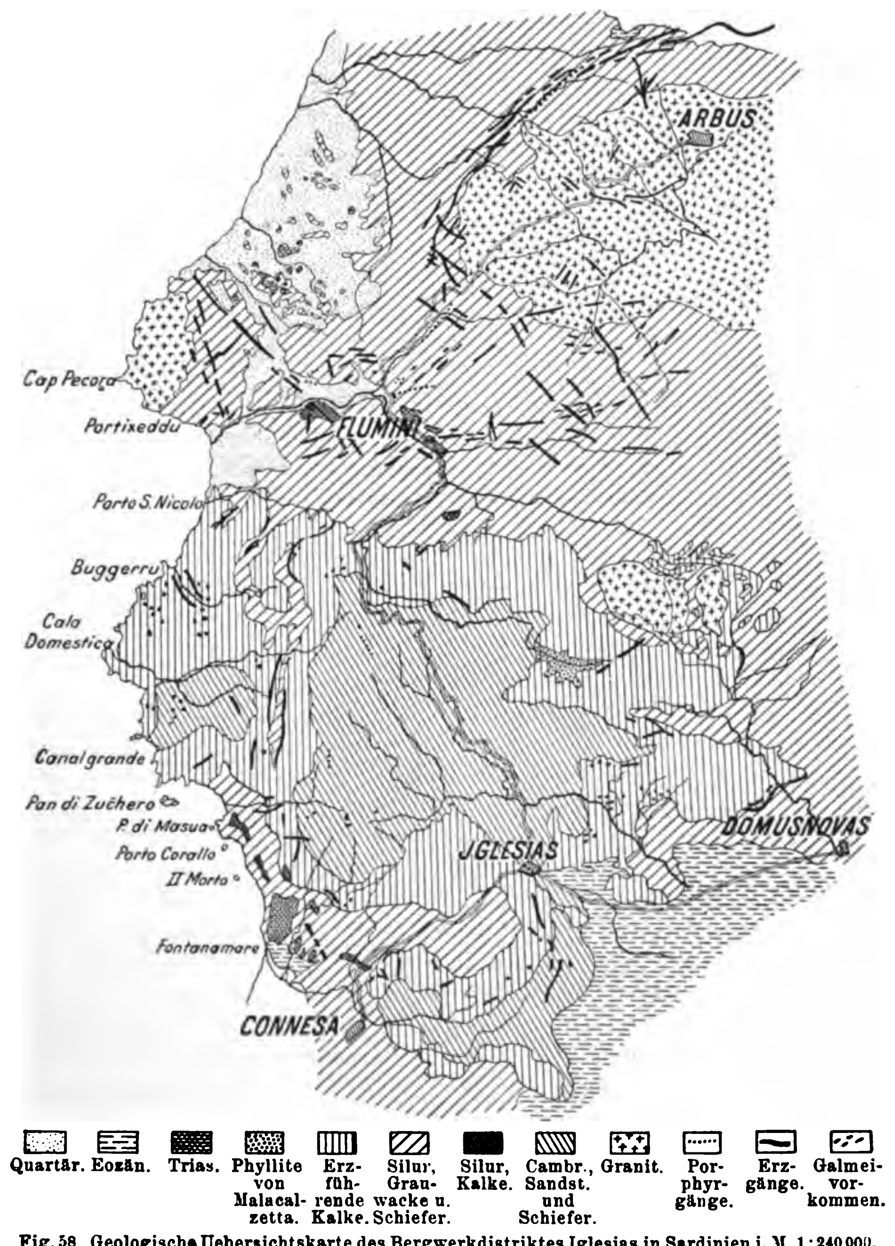


Fig. 58. Geologische Uebersichtskarte des Bergwerkdistriktes Iglesias in Sardinien i. M. 1 : 240 000. (Nach T e s t o r e, Z o p p i, L a m b e r t und D e f e r r a r i.)

An dieser Stelle soll nur der wichtigste, derjenige von I g l e s i a s, besprochen werden.

Das Gebiet von Iglesias umfaßt im Norden das Granitmassiv von

Arbus, auf welches sich silurische Schiefer und Grauwacken mantelförmig auflegen; in ihnen treten die Lagerstätten von Montevecchio, Gennemari u. s. w. auf. Weiter im Süden nehmen cambrische Quarzite und Schiefer große Gebiete ein, die von mutmaßlich silurischen erzführenden Kalken umrandet werden, in denen sich fast alle berühmten Galmeilagerstätten Sardiniens finden. Im Südwesten kommt bei Fontanamare Trias vor, während im Osten und im Nordwesten größere Gebiete von jungeozänen bezw. quartären Bildungen bedeckt werden.

In der Provinz Iglesias sind Lagerstätten mit silberhaltigem Bleiglanz und Zinkblende sehr zahlreich. Sie finden sich besonders gern an der Grenze von Kalk und Schiefer oder von zwei in petrographischer Beziehung verschiedenen Kalken oder sie durchtrümern die Gesteinsschichten. Mit den Gängen sind häufig unregelmäßige Galmeimassen mit wenig Bleiglanz vergesellschaftet.

Wie bei allen metasomatischen Blei-Zinkerzlagerstätten ist die Verbindung zwischen den Gängen und den metasomatischen Vorkommen eine derart innige, daß beide nur gemeinsam besprochen werden können. Die Verbreitung der Erze ist an die Kalke geknüpft.

Der Bleiglanz zeigt in den Gängen die Neigung, sich in reichen Säulen zu konzentrieren, wie z. B. in San Benedetto, Monteponi u. s. w. Man glaubt hier folgende Gesetze erkannt zu haben:

1. der Silbergehalt ist um so größer, je unregelmäßiger die Erzverteilung auftritt,
2. der Silbergehalt nimmt nach der Tiefe ab und
3. die Blende nimmt in der Tiefe zu.

Die bedeutenden Galmeikonzentrationen — sowohl das Karbonat als das Silikat — sind an die oberen Teufen gebunden, wenn sie auch nicht immer zutage ausgehen. Nach der Tiefe endigen sie häufig genug an einer mit Ton ausgefüllten Spalte.

Die streichende Erstreckung der Lagerstätten ist zum Teil beträchtlich, so kennt man im Norden des Granitmassivs einen Bleiglanzgang, der auf mehr als 3 km unter den verschiedensten Namen in den Konzessionen Montevecchio, Perdixeddosu, Ingustosa, Gennamari u. s. w. gebaut wird und eine mächtige Folge alter Schiefer durchschneidet. Bemerkenswert ist, daß er nur sehr wenig Zinkblende enthält.

Im Süden des Granitmassivs liegt eine andere Gruppe von Erzgängen, welche h 3—4 streicht. Beide Gangzüge umrahmen gleichsam den Granit (Fig. 58).

In der unmittelbaren Nähe von Iglesias befinden sich die Bleiglanzgänge von San Giovanni im Süden, San Benedetto und Malacalzetta im Norden. Dagegen liegen gegen Westen die bedeutenden metasomatischen Vorkommen, welche in den Gruben von Nebida und Monteponi ausgebeutet werden. Von nicht geringer Bedeutung ist außerdem im Nordwesten von Iglesias die gewaltige Zone der Galmeivorkommen von Malfidano.

Der Gangzug von Montevecchio umfaßt drei ostwestlich streichende und mit 65° nach Norden einfallende Gänge, von denen der hauptsäch-

lichste 60 m Mächtigkeit zeigt und an der Oberfläche als gewaltige Quarzmauer aus dem schiefrigen Nebengestein aufragt. Der Bleiglanz tritt linsenförmig auf und kann bis 8 m Stärke bei einem Gehalte von 80 Proz. Blei und 800 g Silber pro Tonne erreichen; nach der Tiefe stellt sich reichlicher Zinkblende ein. Die Produktion beträgt über 10 000 t Erz jährlich.

Der von der Grube San Giovanni gebaute Gang liegt fast gegenüber Monteponi in einem Tale, welches sich von Iglesias nach dem Meere zu öffnet. Die silurischen Schiefer und die devonischen Kalke zeigen hier eine fast vertikale westöstlich gerichtete Berührungsfläche, an welcher ein Gang auftritt. Der Hauptgang setzt aber zwischen dem roten dolomitischen und einem diesen überlagernden bläulichen Kalk in unmittelbarer Nähe eines Quarzganges auf, welcher die Kalke von den Tonschiefern trennt. Schließlich hat man in dem bläulichen Kalk einen dritten Erzgang erschlossen.

Der Silbergehalt des zuerst genannten Bleiglanzganges beträgt durchschnittlich 150 g pro Tonne.

Der zweite zwischen den beiden Kalken liegende Gang enthält silberreiche Bleiglanzzonen mit quarziger, kalkiger oder toniger Gang- und Lagerart und dem hohen Silbergehalt von 1200 bis 1900 g pro Tonne. Je unregelmäßiger die Erzvorkommen sind, desto höher soll sich der Silbergehalt erweisen. In der Nähe der Tagesoberfläche enthält dieser häufig durch Breccienstruktur ausgezeichnete Erzgang Schwerspat. Alle Klüfte des Ganges sind mit Kalkspat ausgefüllt, mitunter ist er wieder weggeführt, und es haben sich große Hohlräume mit Kalkspatkonkretionen gebildet. An einer Stelle durchsetzt ein Bleiglanz- und Zinkblendegang eine dieser Grotten und ist hier in Galmei umgewandelt.

Der an dritter Stelle genannte Gang führt Bleiglanz mit quarziger Gangart und einem Silbergehalt, der bis zu 1500 g erreichen kann.

Der silberhaltige Bleiglanzgang von San Benedetto, 7 km nördlich von Iglesias, ist durch seine Anreicherungszonen berühmt. Die erzführenden, mutmaßlich silurischen Kalke grenzen hier gegen das Cambrium, welches aus Grauwacken und Sandsteinen besteht; die Gangart des Ganges San Giovanni ist quarzig und kalkig. Früher ausgebeutete Partien enthielten 1300 g Silber pro Tonne, während in den Erzen der dritten Sohle nur noch 400 g enthalten sind. Interessant ist die Verteilung der reichen Erzsäulen in der Gangplatte, welche sich annähernd parallel zum Berghange in meist linsenförmigen Körpern nach der Tiefe erstrecken. Die Gangausfüllung enthält fast überall etwas Galmei und Bleikarbonat. In der Nähe des Ausgehenden traf man einige bedeutendere Galmeimassen an.

Die Lagerstätte liefert jährlich etwa 2000 t Bleiglanz und 2000 t Galmei.

Bei Malacalzetta nördlich von Iglesias und östlich von San Benedetto treten drei Bleiglanzgänge im Kalk auf. Der erste (Monte-Novo) besteht aus verschiedenen Trümern, die mit Bleiglanz, Kalkspat und Quarz ausgefüllt sind. In dem von Monte-Cuccheddu fand man eine 30 m lange und 2,5 m mächtige Linse mit einem innigen Gemisch

von Bleiglanz, Kalkspat und Quarz. Der dritte Gang von Malacalzetta zeigt die Erzführung in Form von Säulen, die annähernd 100 m im Streichen bei 1,5 m Mächtigkeit und geringer Tiefenerstreckung erreichen.

Entsprechend der Natur des Nebengesteins ist die Verwachsung von Gangart und Erz eine innige. Die Ausfüllung besteht aus Bleiglanz, Bleikarbonat und Spuren von Kupferkarbonat; Gangarten sind Quarz, Kalkspat, Spateisenstein, tonige Massen und ausnahmsweise Schwerspat. Bemerkenswert ist, daß das Bleikarbonat in der Regel reicher an Silber ist als der Bleiglanz. Produktion: einige 1000 t Bleiglanz mit etwa 67 Proz. Blei und 1000 g Silber pro Tonne.

Die Grube Nebida liegt an der Südwestküste in den erzführenden Kalken. Da hier zu gleicher Zeit echte Gangfüllungen, Imprägnationen mit Bleiglanz und Galmei und unregelmäßige Galmeimassen metasomatischer Entstehung auftreten, erscheinen die Lagerstätten recht mannigfaltig. Die Nebengesteinsschichten streichen nordsüdlich und bestehen aus einer Wechsellagerung von Schiefer und Kalk.

Die Galmeimassen bilden große, fast vertikal stehende Säulen, in denen man früher eine Ausfüllung älterer Hohlräume zu erkennen glaubte. In der Tat fand man auch bei den Schürfarbeiten eine Tropfsteinhöhle. Die hauptsächlichste Säule, die 20 × 20 m Durchmesser zeigt, besteht aus 45prozentigem Galmei und reichte bis 180 m Tiefe. Eine andere, die reichen Bleiglanz enthält, verläuft bei 8 m Mächtigkeit parallel zu den Schichten und wurde auf 100 m Höhe ausgebeutet.

Die typischen Erzgänge liegen im nördlichen Teile des Reviers und zeigen zum Teil eine sehr unregelmäßige Ausfüllung, welche aus Quarz, Spateisenstein und reichem Bleiglanz besteht. Die Gänge sind mitunter gut ausgebildet in den Kalkschichten, verschwinden aber im silurischen Schiefer. Der Bleiglanz enthielt im Mittel 7,5 kg, im Maximum sogar 11 kg Silber pro Tonne, er wird von Weißbleierz begleitet.

Entlang der Kalkschiefergrenze fand man Imprägnationslagerstätten, d. h. Vorkommen, bei denen von wenig mächtigen Klüften aus der Kalk durch Erz derart verdrängt wurde, daß beispielsweise auf 150 m Länge die am leichtesten zersetzbaren Teile des Kalkes in 8—10 m Stärke bald durch Zinkblende, bald durch Galmei ersetzt wurden.

Die Produktion beträgt jährlich 3000—4000 t Galmei und 1000 t Bleiglanz mit durchschnittlich 7 kg Silber.

Die berühmten Vorkommen von Monteponi, der ältesten Grube Sardiniens — 2 km südwestlich von Iglesias — sind zum Teil Bleiglanzgänge, zum Teil unregelmäßige Galmeilagerstätten, die bereits von den Karthagern und Römern und im Mittelalter von den Spaniern auf Blei und Silber ausgebeutet wurden. Bis 1851 gehörten sie dem Staat und gingen dann an eine Privatgesellschaft über, seit 1867 beutet man Galmei aus. Gegenwärtig sind die Lagerstätten zum großen Teil erschöpft.

Die Grube liegt in einem ca. 360 m hohen Berge, der aus erzführendem Kalkstein besteht, auf welchem kalkige Schiefer mit Resten von Trilobiten liegen. Den Lagerstätten gehören zwei sehr verschiedene Vor-

kommen an: während im Süden Bleierzsäulen auftreten, finden sich im Norden Galmeilagerstätten.

Die Bleiglanzsäulen folgen den Schichtflächen des Kalkes, welche unter geringem Winkel nach Osten einfallen. Innerhalb der betreffenden Lagen sind die Erzkörper unter verschiedenen Winkeln von 35 bis 55° nach der Schiefergrenze geneigt und zeichnen sich durch bemerkenswerte Kontinuität in der Länge bei mannigfachem Wechsel in bezug auf Mächtigkeit und Reichtum aus.

Ihre Ausfüllung besteht im allgemeinen aus Bleiglanz, dem etwas Galmei beigemengt ist. Der erstere ist zu Linsen konzentriert, die bis 82 Proz. Blei bei 250 g Silber im Mittel per Tonne enthalten; die einzige Verunreinigung stellen dann spärliche Schwefelkiesknollen dar. Fast jede Bleiglanzlinse wird von einer Zone von braunem oder tonigem Eisenoxyd umgeben, nur in seltenen Fällen grenzt der Bleiglanz unmittelbar an den Kalkstein und dann findet man die bekannten schönen Kristalle von Weißbleierz, Anglesit und Phosgenit.

Die Galmeilagerstätten von Monteponi treten mehr oder weniger gang- und schlauchförmig in dem Kalk auf, haben aber keine große Erstreckung. Die bedeutendste Galmeizone liegt im Norden. Hier sind die Kalke zersetzt und der Galmei folgt entweder den Schichtflächen oder irgendwelchen Sprüngen und läßt auf den ersten Blick die metasomatische Natur erkennen, die bei unvollkommener Verdrängung des Kalkes Pseudobreccienstruktur entstehen ließ. Auf diese Weise bildeten sich Galmeimassen, welche 40 und mehr Meter erreichen, aber nach der Tiefe verarmen und auskeilen. Die meisten der Erzkörper sind bereits abgebaut, indessen kann man noch erkennen, daß Erzkonzentrationen mit einem Querschnitt von 200 × 120 m vorkamen. Der Galmei ist nicht besonders reich, da er im rohen Zustande 35 und nach der Röstung 45—47 Proz. Zink enthält; er wird von Eisen- und von Manganverbindungen begleitet. Häufig ist mit ihm Bleikarbonat innig vermengt.

Wie bei den meisten Galmeivorkommen spielt die Aufbereitungsfrage eine große Rolle. Die Ausbeutung der Lagerstätten erfolgt im Tagebau, sie liefern annähernd 4000 t reichen Galmei mit 55 Proz. und einem gut Teil ärmerer Erze, die in der Aufbereitung 10—12000 t Verkaufsprodukt ergaben.

Die Bleiglanzproduktion besteht aus 4—5000 t mit einem Bleigehalt von 60—80 Proz. und einem Silbergehalt von 200—350 g.

Die Galmeilagerstätten von Malfidano liegen in der Nähe des Dorfes Bugerru. Bei Planu-Sartu werden die erzführenden Kalke, welche h 1—2 streichen und mit 50—55° nach Westen einfallen, namentlich von fünf ausgezeichnet geschichteten Galmeikörpern durchsetzt, welche sich auf 340—350 m verfolgen lassen. Stellenweise haben sie gangförmigen Charakter mit deutlichen Ablösungsflächen gegen das Nebengestein, meist sind es aber Bänke, welche mit Kalk wechsellagern. Der Galmei ist schiefrig oder kompakt; der Gehalt schwankt zwischen 45 und 50 Proz. Häufig finden sich in der Lagerstätte kleine Trümchen von rotem eisenschüssigem Ton und Galmei, die die Schichten nach allen

Richtungen durchsetzen, außerdem kommen Quarz- und Bleiglanzgängchen vor.

Bei Malfidano und Caïtas im Osten des Konzessionsgebietes von Malfidano streichen die erzführenden Kalke h 1—2 und fallen mit 80° nach Osten ein. Die Erzkörper enthalten hier wenig Zinkblende und sehr wenig Bleiglanz, sie gehen ganz allmählich in den erzfreien Kalk über. Auf der ganzen Länge wird der Erzdistrikt von einem 30 m mächtigen Bruch durchzogen, der mit einer Kalkstein- und Tonbreccie ausgefüllt und auf 900 m im Streichen bekannt ist.

Die Galmeimassen bilden hier gewaltige Säulen von 80—100 m Breite und 15—20 m Mächtigkeit zu beiden Seiten des Bruches.

Die nordsüdlich gerichtete Galmeimasse von Malfidano wird von quarzigen, ostwestlich streichenden Bleiglanzgängen durchsetzt.

Die Erzkörper von Malfidano und Caïtas lieferten 1889 etwa 42 000 t Roherze, welche der Aufbereitung bedurften, hierzu kamen 319 t Blende.

Neben diesen hauptsächlichsten Lagerstätten der Provinz Iglesias erwähnt Fuchs noch diejenigen von Baueddu, Planu-Dentis, Sedda-Cherchi und Cucuru-Taris. Bei den meisten dieser Vorkommen handelt es sich um die typischen Galmeilagerstätten.

Bei Baueddu tritt das Vorkommen zwischen Schiefern und silurischen Kalken auf und ist bei sehr wechselnder Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis 40 m auf 400 m Länge bekannt. Es streicht im allgemeinen nordsüdlich und fällt mit 30—80° ein. Die Ausfüllung ist sehr unregelmäßig, da quarzige Massen mit Fragmenten von Zinkkarbonat, Imprägnationen von Kalkspat mit Zinkerz und schließlich fast reines braunes oder rotes Zinkkarbonat mit eisenschüssigen Massen im nördlichen Teile miteinander abwechseln. Die mittlere Zone ist tonig und enthält 2—3 m mächtige Zinksilikatlinsen. Im Süden dagegen tritt Zinksilikat zurück und es stellen sich arme tonige und quarzige Massen ein.

Das Vorkommen von Planu-Dentis und Pira-Roma liegt im silurischen Kalk nicht weit von der Schiefergrenze und besteht aus einem Netz von parallelen Spalten, welche den Schichtungslinien des Kalkes entsprechen, von denen aus die Umwandlung des Gesteins in Galmei vor sich ging. Die reichsten Partien liegen unmittelbar an der Schiefergrenze. Von der gesamten mineralisierten Länge von 250 m sind 60 m bauwürdig.

Die Lagerstätte von Sedda-Cherchi ist eine ganz analoge, sie verarmte aber sehr schnell und ging in zinkhaltigen Kalkstein über.

Das Vorkommen von Cucuru-Taris liegt ebenfalls an der Grenze von Schiefer und Kalk; es enthält in der Nähe der Schiefergrenze fast vertikal stehende Massen, die von Spalten aus entstanden sind.

Verteilt man die Jahresproduktion Sardiniens, welche etwa 26 000 t Bleiglanz und etwa 83 000 t Galmei beträgt, so ergibt sich folgende, auf das Jahr 1889 bezügliche Uebersicht:

	Bleiglanz	Galmei
Montevecchio	12 100	—
San Giovanni	3 660	—
San Benedetto	1 350	1 068
Malacalzetta	2 900	—
Nebido	1 500	3 800
Monteponi	4 400	15 300
Malfidano	—	60 000
Baueddu	—	3 000
	25 910	83 168

Diese Uebersicht bestätigt die verschiedene Natur der Blei-Zinkerzlagerstätten Sardiniens, unter denen alle Uebergänge zwischen reinen Bleiglanzgängen, metasomatischen Blei- und Zinklagerstätten und endlich metasomatischen Galmeilagerstätten fast ohne Bleiglanz vorhanden sind.

Für die Genesis der Vorkommen ist bemerkenswert, daß zweifellos auch bei den Lagerstätten auf Sardinien die Oxydationsmetasomatose eine wesentliche Rolle spielt.

Thasos.

Literatur.

Untersuchungen von Beyschlag.

Südlich vom mazedonischen Festlande erhebt sich, der Bucht von Cavalla vorgelagert, aus dem Aegäischen Meere die dem Khedive von Aegypten gehörige, von Kiefernwäldern und Olivenhainen bedeckte Insel Thasos im Ipsarion bis zu einer Höhe von 1205 m. Nach Herodots nicht immer zuverlässigen Nachrichten soll sie bereits im Altertum eine bedeutende Edelmetallerzeugung gehabt haben. Jedenfalls sind die Reste antiken Bergbaus und einer umfangreichen Gewinnung ausgezeichneten Bildmarmors zahlreich. Seit einer Reihe von Jahren betreibt die Deutsche Minengesellschaft Speidel (Pforzheim) einen großzügig angelegten Galmeibergbau, geleitet einerseits durch die Reste antiker Gewinnung, anderseits durch eine planmäßige geologische Erkundung der Insel. Danach dürfen folgende Grundzüge als klarliegend angesehen werden.

Das Eiland besteht aus einem Wechsel hochkristalliner, zum Teil gneisartiger Schiefer mit Marmoren unbekannten geologischen Alters. An einigen wenigen Stellen der südwestlichen Insel, so bei Cap Maries und südöstlich von Hamidie, sind granitische Intrusionen von geringem Umfang durch die Brandung freigelegt, zum Teil in Verbindung mit flachen Ueberschiebungsflächen, so daß hier die Kontakterscheinungen fehlen. Der Pulverberg bei Hamidie in unmittelbarer Nachbarschaft der Galmeigrube Vouves besteht aus einem jungen, außerordentlich stark zersetzten Eruptivgestein, so daß seine nähere Bestimmung nicht möglich war. Mehrfach wurden Strandgerölle von andesitischen Ergußgesteinen und Mineralaggregate (Turmalin) gefunden, die auf granitische Kontakthöfe hindeuten, deren Anstehendes man noch nicht kennt.

In der Mannigfaltigkeit der Bergformen gewinnt die höchst verwickelte Tektonik ihren prägnanten Ausdruck; sie wird bestätigt durch die im Anschluß an die Erzvorkommen ausgeführten Spezialstudien.

Die höchste Erhebung der Insel läuft geradlinig vom Ipsarion (1205 m) (Fig. 59) über die Kamena Petra (1074 m) nach dem Soussoula (857 m) in SSO-Richtung. Während das Gebirge gegen Osten in steilen Staffeln

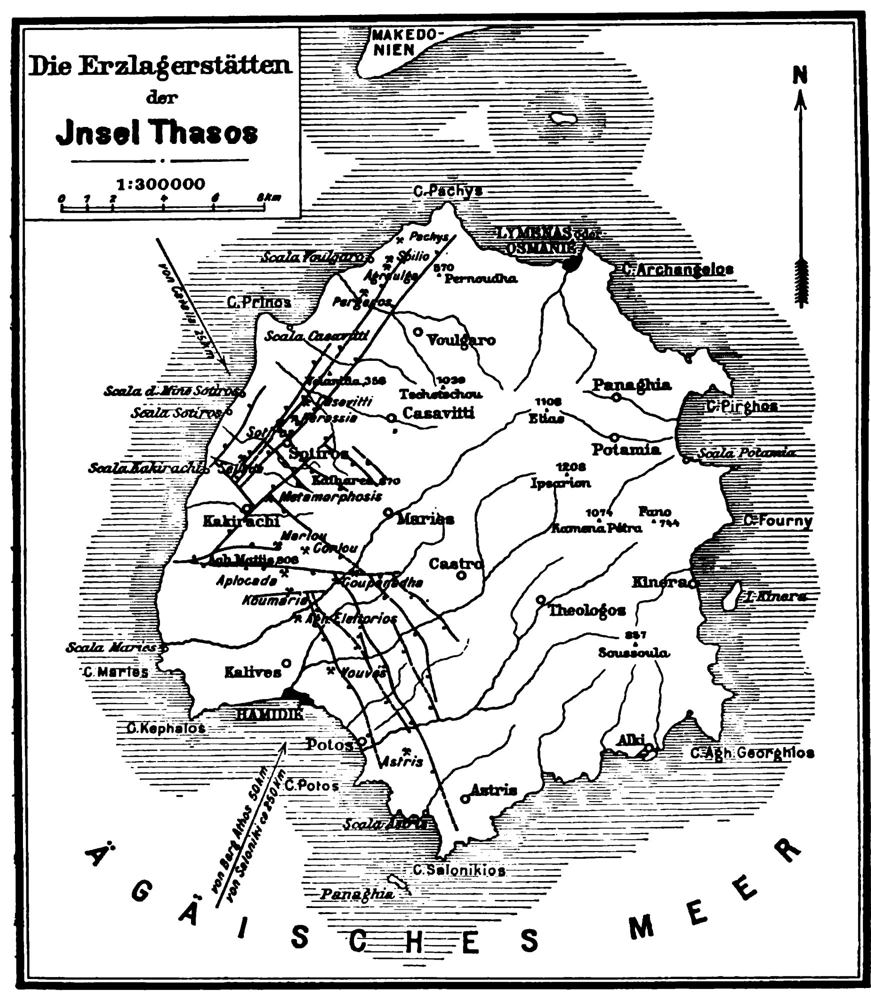


Fig. 59. Die Insel Thasos mit den wichtigsten tektonischen Linien und den Hauptbergbaupunkten.

zu dem nur wenig über 2 km entfernten Meere abbricht, dacht es sich gegen Westen sanfter zu einer großen, flachen Mulde ab, die den inneren Teil der Insel mit den Ortschaften Theologos und Castro umschließt, um sich nach Westen als Gegenflügel im Aghios Mattis nahe der Westküste wieder bis zu 808 m Höhe zu erheben. Dieser Westflügel wird, von der Südspitze der Insel bei Cap Salonikios beginnend, bis zur Nordspitze bei Cap Pachys von mehreren Verwerfungszonen durchzogen, an die eine

intensive Dolomitisierung der Marmore und eine oft schon von weitem an der starken Eisenfärbung des Bodens erkennbare Mineralisation geknüpft ist. An sie sind die sämtlichen bedeutenderen Erzvorkommen der Insel gebunden.

Während von der Südspitze der Insel an über die Gruben Astris und Vouves und über das Mariestal hinaus bis zum Aghios Mattis ein nordwestlich gerichtetes Verwerfungssystem herrscht, tritt von hier an im Gebiete der Gruben Marlou und Corlou ein westöstliches konkurrierend hinzu, um schließlich von Metamorfosis an über die Gruben Sotiros, Casavitti und die nahe der Nordspitze der Insel gelegenen Vorkommen von Pergeros, Spilio und Pachys einem südöstlich gerichteten Bruchsystem zu weichen. Dabei ist jedoch zu bemerken, daß stets neben der Hauptverwerfungsrichtung auch die anderen Systeme sich geltend machen, ja daß die Haupterzkonzentrationen der drei bedeutendsten Vorkommen Vouves, Marlou-Corlou und Sotiros offenbar gerade an den Stellen zahlreicher sich kreuzender und scharender Spaltenbündel liegen.

Der Verlauf der Verwerfungen ist oft sehr deutlich in den Geländeformen ausgeprägt und bei dem vielfachen Wechsel von Marmor und Schiefer auch an der Vegetation gut erkennbar. In den Gebieten starker Dolomitisierung und Mineralisation wird dagegen die Verfolgung der Störungen schwieriger.

Bei allen Vorkommen spielt der Galmei die Hauptrolle; er findet sich in allen Varietäten, vom völlig weißen, schalig-traubigen reinen Mineral durch alle Grade der Vermengung mit Eisen und Dolomit bis zum zinkhaltigen Kalkstein. Schalige Blende ist sehr selten, dagegen poröser, wie zerfressen aussehender Bleiglanz verschiedenen Silbergehalts häufig. Neben untergeordnetem Kalkspat, der meist auf Klüften vorkommt, finden sich örtliche Durchwachsungen von Schwerspat im Galmei.

Wie aus nachstehendem Längsprofil (Fig. 60) durch die Lagerstätte der im Tagebau erschlossenen Grube Vouves hervorgeht, ist die Erzführung an die Spalten gebunden und oft auf den für die Minerallösungen offenbar undurchlässigen Auflagerungsflächen des dolomitisierten Kalks auf Schiefer konzentriert. Der bedeutende Reichtum dieser Grube beruhte auf dem Vorkommen von weißem, durch sekundäre Umlagerung entstandenem, edlem Galmei, der im Gegensatz zu dem ursprünglichen Erz keinen Bleiglanz führt.

Das Vorkommen der Gruben Marlou und Corlou schließt an ein Verwerfungsbündel an, durch das eine Schieferscholle keilförmig im Kalk eingeschlossen ist. Die aufsteigenden Lösungen der einen Grenzspalte waren so reich an Kieselsäure und Silber, daß hier zunächst längs der Spalte der Dolomit vollkommen vom Quarz verdrängt wurde, der einen wechselnden, zum Teil recht bedeutenden Silbergehalt aufweist. Weiter ab von der Spalte ist der Dolomit nur unvollkommen durchtränkt, erweist sich aber immer noch als silberhaltig. Längs der Spalte treten die metasomatischen, unregelmäßig-nesterförmigen Galmeiablagerungen auf, in denen zunächst der Spalte ziemlich viel Blei mit Galmei und dann reiner

Galmei vorkommt, der schließlich in zinkhaltigen, eisenreichen Dolomit und in Brauneisen übergeht.

Auf der Grube Sotiros ziehen sich die Galmeilagerstätten von den Störungen aus in Form unregelmäßiger lagerartiger Massen mit schwacher Neigung von Tage her in den Berg hinein.

Wenn auch jetzt die Galmeilagerstätten vielfach als eine Oberflächenbildung unter einem sekundär entstandenen eisernen Hut erscheinen, so kann es doch nicht dem geringsten Zweifel unterliegen, daß sie aus der Tiefe aufsteigenden Lösungen ihr Dasein verdanken. Dabei ist es wahrscheinlich, daß sie der Hauptsache nach nicht etwa aus der Umwandlung von Zinkblende entstanden sind, sondern primär in der Form des Galmeis gebildet wurden.

Die Lösungen selbst dürften aus dem granitischen Magma abzuleiten sein, wie das Vorkommen auf Marlou lehrt, bei dem von der Spalte aus die Eisen- und Zinklösungen am weitesten in das Gestein eindrangen, während der silberreiche Quarz auf die Nähe der Spalte beschränkt blieb. Eine in

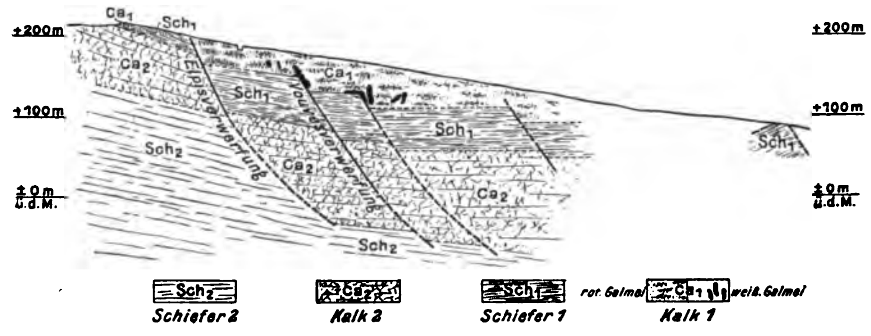


Fig. 60. Profil der Grube Vouves. (Nach Beyschlag.)

der Nähe von Cap Maries am Meere von Beyschlag entnommene Granitprobe enthielt 44 g Silber pro Tonne. Hier dürfte der ursprüngliche Sitz des Edelmetalls zu suchen sein.

Silber, Bleiglanz, Galmei, Schwerspat werden also die primäre Reihenfolge darstellen, während von Tage her Brauneisen, weißer Galmei, brauner Galmei zuerst mit Weißblei, dann mit Bleiglanz die Reihenfolge der sekundären Umbildung bezeichnen.

Die Produktion von Thasos betrug 1910 ca. 30 000 t Galmei.

Das Silber-Bleierzvorkommen von Leadville in Colorado.

Literatur.

S. F. Emmons, Geology and Mining Industry of Leadville, Colorado. U. S. Geol. Surv. Mon. XII, mit Atlas, 1886. — Ch. M. Rolker, Notes on the Leadville Ore Deposits. Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XIV, 1885. — C. Henrich, The Character of the Leadville Ore Deposits. Eng. and Min. Journ. XXVIII, Dezember 1879. — Derselbe, Origin of the Leadville Deposit. Eng. and Mining Journ., Mai 1888. — A. A. Blow, The Geology and Ore Deposits of Iron Hill. Transact. Amer. Inst. Min. Eng. 1889, XVIII. — J. F. Kemp, Ore Deposits 1900, III. Aufl. — S. F. Emmons and J. D. Irving, The Downtown District of Leadville, Colorado. Bull. 320. U. S.

Geol. Surv. 1907 mit ausführlichem Literaturverzeichnis. — Fr. M. Amelung, The Geology of the Leadville Ore District. Eng. and Mining Journ. XXIX, 1880. — Fr. T. Freeland, The Sulphide-Deposit of South Iron Hill, Leadville Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XIV, 1885.

Leadville (S. 49, 51 u. 52) liegt im Arkansastal auf einer Terrasse am Fuße eines der westlichen Ausläufer der Mosquito Range. Die Gruben, welche den Distrikt zu einem der wichtigsten Produzenten von Silber, Gold, Blei und Zink der letzten 30 Jahre in den westlichen Vereinigten Staaten machten, befinden sich zwei bis drei englische Meilen östlich von der Stadt. Von hier dehnte sich aber in der letzten Zeit der Bergbau nach Osten unter die Terrasse aus, auf welcher Leadville liegt, und die letzte ausgezeichnete Monographie von Emmons beschäftigt sich ausschließlich mit dem Vorkommen unmittelbar bei der Stadt.

Das von Tennessee-Paß bis Salida nordsüdlich verlaufende Arkansastal verdankt seine Entstehung einer geologisch jungen Depression, die zwischen der Sawatch Range im Westen und der Mosquito Range im Osten liegt. Die Sawatch Range bildet ein ovales Massiv, welches aus Gneisen, Graniten und Schiefern besteht, die als archäisch aufgefaßt werden und auf denen cambrische und jüngere Sedimente auflagern, derart, daß das Ausgehende dieser paläozoischen Schichten allseitig das Oval ummantelt, wenn auch die Lagerung auf den verschiedenen Seiten keine ganz gleichmäßige ist.

Die Mosquito Range stellt eine nordsüdlich streichende Kette dar, deren höchste Gipfel 13—14 000 Fuß erreichen und vorzugsweise aus paläozoischen Schichten bestehen, welche an der östlichen Seite zum Teil von Mesozoikum überlagert werden. Mit den alten Sedimenten wechsellagern bedeutende Massen von Eruptivgesteinen in Form von Decken und Lakkolithen, die älter sind als die Aufrichtung der Gesteine. Die letztere scheint durch einen östlichen Druck bewirkt worden zu sein, der in gleicher Weise Sedimente und Eruptivgesteine beeinflußte und eine Anzahl unsymmetrischer Sättel und Mulden bildete, deren steilere Seite nach Westen liegt und von einer Reihe nordsüdlicher Verwerfungen durchsetzt wird. Auf diese gebirgsbildende Periode folgte eine lange Erosionszeit, der die heutige Oberflächenform zu verdanken ist. Die große Depression des Arkansastales ist annähernd an der Ostseite der Sawatchkette entlang der alten Küstenlinie ausgehöhlt worden.

Die Lagerungsverhältnisse sind in den Fig. 61 u. 62 dargestellt.

In jenem Teile der Mosquitokette, in welchem der Leadvilledistrikt liegt, überwiegen die Eruptivgesteine außerordentlich, außerdem geben die Verwerfungen dem Gebiete weit mehr das Gepräge als die Faltung, so daß die Landschaft mehr den Eindruck einer Schollenlandschaft als eines Faltengebirges macht. Es entstanden auf diese Weise eine Anzahl von durch Verwerfungen begrenzten Staffeln, welche im allgemeinen an der Oberfläche heraustreten und mit den Namen Breece Hill, Iron Hill, Carbonate Hill und Fryer Hill bezeichnet werden.

An dem Schichtenaufbau beteiligten sich von Sedimenten der Lower-Quarzit, der cambrisches Alter haben dürfte, es folgen darauf weiße Kalke

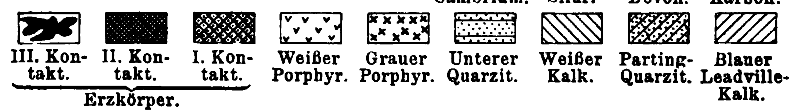


Fig. 61. Ein Teil des Leadville-Distriktes, die Verbreitung der einzelnen Formationen und Erzkörper zeigend. (Nach Emmons und Irving, Washington 1907.)

des Silurs, der Parting-Quarzit des Devons und der für die Erzlagerstätten außerordentlich wichtige Blaue Leadville-Kalk, der karbonisches Alter

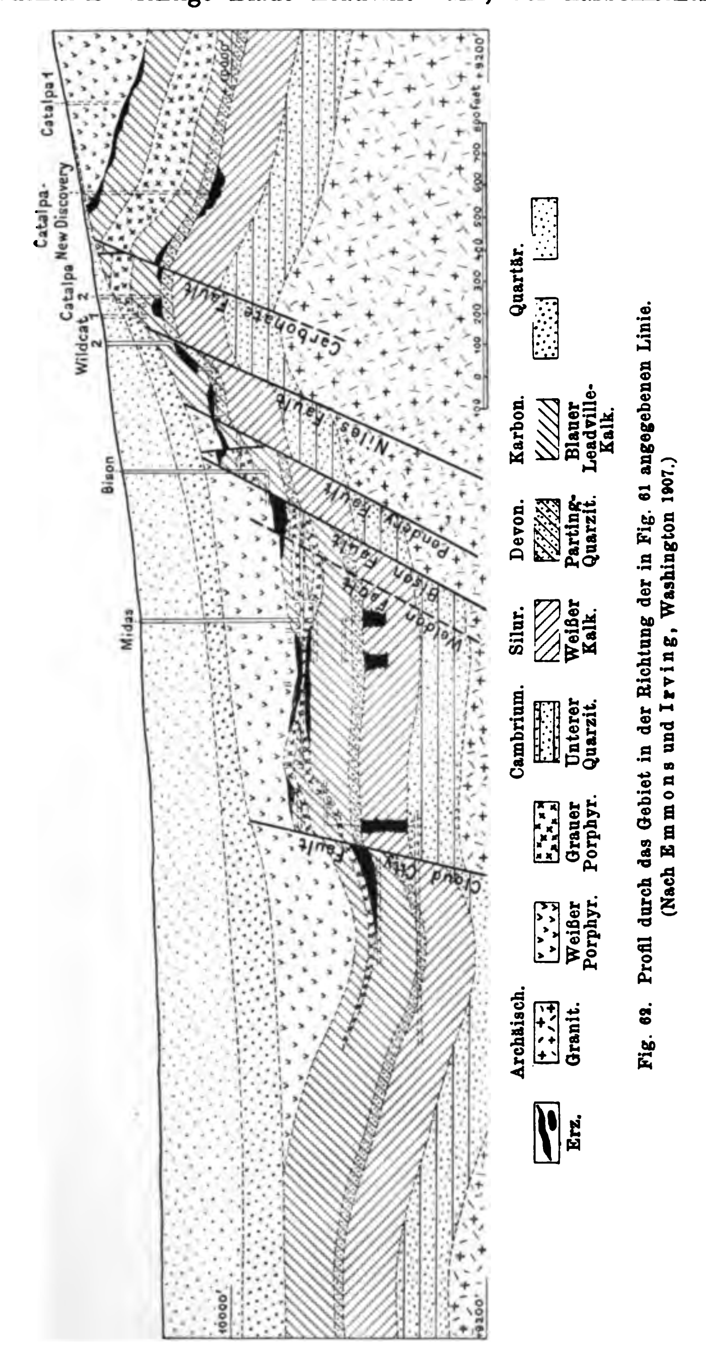


Fig. 62. Profil durch das Gebiet in der Richtung der in Fig. 61 angegebenen Linie. (Nach Emmons und Irving, Washington 1907.)

hat. Unter den Eruptivgesteinen sind vor allen Dingen der Graue und der Weiße Porphyr bemerkenswert. Ersterer stellt einen Monzonit-

und Quarzmonzonitporphyr dar, während letzterer als Rhyolithporphyr aufgefaßt wird. Aus Fig. 61 ergibt sich, daß der Weiße Porphyr große Gebiete der Oberfläche einnimmt und in der Regel auf dem Blauen Leadville-Kalk liegt. Der Graue Porphyr dagegen ist meist dem Leadville-Kalk eingeschaltet, kommt aber auch in unmittelbarer Berührung mit dem weißen Porphyr vor.

Das von den cambrischen Quarziten überlagerte Grundgebirge wird von Granit gebildet.

Das jüngste Glied bilden die quartären Terrassenablagerungen von Leadville.

Die Erzlagerstätten sind durchgehends an die Kalke gebunden und kommen vor allen Dingen in dem Blauen Leadville-Kalk zwischen dem oberen Weißen und dem unteren Grauen Porphyr vor (sogenannter erster Kontakt). Ein zweiter, etwas tieferer Erzhorizont liegt ebenfalls in dem Leadville-Kalk, aber zwischen dem Grauen Porphyr und dem devonischen Parting-Quarzit, der das Liegende des Leadville-Kalkes bildet. Schließlich kennt man noch Erze in einem tieferen Horizonte (sogenannter dritter Kontakt), sie liegen zwischen dem Parting-Quarzit und dem Granit, in der Regel in dem silurischen Weißen Kalk, mitunter aber auch in dem cambrischen Unteren Quarzit.

Die Grenze zwischen den Erzkörpern und dem Nebengestein ist häufig nicht einmal in den Gruben genau anzugeben, da beide ganz allmählich ineinander übergehen.

Die primären Erze wurden in der Form von Sulfiden abgesetzt und bestehen in der Hauptsache aus Bleiglanz, Zinkblende und Schwefelkies, welche durch den oxydierenden Einfluß der Tagewässer bis zu bedeutender Tiefe in oxydische Erze umgewandelt wurden. Aus dem Schwefelkies entstand Eisensulfat und schließlich Eisenocker und Brauneisen, welches bedeutende Mengen von Silber, Bleisulfat und anderen Mineralien enthält. Die Eisenlösungen wandelten den umgebenden Kalk in Eisenerz mit wechselnden Mengen von Kieselsäure und Mangan um.

Die Zinkblende scheint bei der Oxydation vollkommen weggeführt oder unter der Oxydationszone konzentriert worden zu sein. Auf einen solchen Vorgang, der in der Natur bisher nur bei Leadville beobachtet worden ist, deuten die reichen Zinkblendeanhäufungen unmittelbar unter der Oxydationszone.

Dechenit, die Vanadiumverbindung von Blei und Zink, kommt, wenn auch selten, vor.

Da Bleiglanz bei der Oxydation schwerer zersetzt wird als Schwefelkies und Zinkblende, sind Reste von ihm in den Oxydationserzen häufig. Ein Teil wurde in Sulfat und Karbonat umgewandelt. Man findet einerseits in großer Menge reines Weißbleierz frei von Anglesit und andrerseits kleinere Konzentrationen von Anglesit ohne Weißbleierz. Pyromorphit ist ebenfalls häufig.

Das Bleikarbonat kommt bald als „Sandkarbonat“, bald als „hartes Karbonat“ vor. Das erstere bildet Anhäufungen von unvollkommen kristallisierten Cerussitkörnchen, die in besonders großen Massen unmittel-

bar unter oder in der Nähe des Porphyrkontaktes angetroffen werden und bemerkenswert rein sind. Das „harte Karbonat" dagegen ist ein jaspisähnliches wohl durch Verkieselung entstandenes Gemenge von Quarz mit Weißbleierz. Es findet sich unregelmäßig verteilt in den Eisenerzmassen und zwar besonders häufig in unmittelbarer Nähe der großen Sandkarbonatpartien.

In der Regel haben die Sandkarbonate den geringsten Silbergehalt im Verhältnis zur Bleimenge, nämlich 20—40 Unzen bei 50—70 Proz. Blei, während die harten Karbonate in der Regel eine Unze (31,1 g) Silber pro Prozent Blei enthalten.

Der Bleiglanz der Zersetzungszone ist außergewöhnlich reich, er enthält mitunter mehrere 100 Unzen pro Tonne und stellt einen typischen Zementationsbleiglanz dar.

Der Silbergehalt der Sulfide dürfte chemisch mit ihnen verbunden sein. Nach den wenigen vorliegenden Analysen scheint er reichlicher in der Zinkblende und im Bleiglanz als im Schwefelkies aufzutreten, wenn er auch in letzterem immer nachweisbar ist. Während frischer Bleiglanz und frische Zinkblende 50 oder mehr Unzen per Tonne enthalten, kann man beim Schwefelkies kaum auf mehr als 10 Unzen rechnen.

In der Oxydationszone findet sich das Silber besonders häufig als Chlorid von licht grünlicher Farbe mit einem geringen Gehalt an Brom und Jod, gewöhnlich auf Spalten in anderen Mineralien; stellenweise kommt es auch in Form kleinerer reiner Erzkörper vor. Gediegen Silber findet sich gelegentlich in den reicheren Teilen der Lagerstätte und namentlich im oberen Kontakt.

Im allgemeinen vermindert sich der Silbergehalt der Oxydationserze nach der Tiefe derart, daß der obere Kontakt am reichsten ist.

Die geringe Goldmenge, welche in Leadville gefunden wurde, erreicht selten mehr als wenige Hundertstel einer Unze pro Tonne und ist aufs engste mit Silber verknüpft. An einigen Stellen des Distriktes wurden Spuren von Tellurgold gefunden.

Bemerkenswert ist der Unterschied im Mangangehalt der Sulfide und der oxydischen Erze. Rhodonit und Rhodochrosit, die gewöhnlichen primären Manganmineralien auf Erzlagerstätten, fehlen in den sulfidischen Erzen von Leadville. Eine große Anzahl von Analysen sulfidischer Erze ergab, daß der Mangangehalt selten über 2 Proz. beträgt und im Durchschnitt nicht 1 Proz. übersteigt.

In der Oxydationszone dagegen enthält die große Masse von Eisenerz einen schwankenden Prozentsatz Manganoxyd, der sich in der dunklen Färbung geltend macht. Es hat den Anschein, als ob der obere Teil der Oxydationszone in der Nähe des Kontaktes mit dem darüberliegenden Porphyr am manganreichsten ist, da man hier häufig 15—25 Proz. Manganoxyd neben 20—30 Proz. Eisenoxyd findet.

Die Ansichten über die Genesis der Leadvillelagerstätten haben sich im Laufe der Zeit sehr geändert. Nach Emmons und Irving bilden die sulfidischen Erze von Leadville eine metasomatische Verdrängung des

Nebengesteins und zwar hauptsächlich des Kalkes. Sie wurden nach der Intrusion des Porphyrs aber vor der Faltungsepoche abgesetzt, da sie von den bei der Faltung entstandenen Verwerfungen abgeschnitten werden. Die große Faltungsepoche dürfte am Schluß der Jura- und vor Beginn der Kreidezeit stattgefunden haben, so daß die Erze präkretazäisch sind.

Die Bedeutung des Leadvilledistriktes geht aus folgenden Zahlen hervor.

Im Jahre 1908 produzierten alle Leadville-Gruben 33 127 t karbonatische Erze, 117 423 t oxydische Erze, 162 188 t sulfidische Erze, 70 197 t Zinkerz, 92 187 t quarzige Erze und 1500 t Manganerz, zusammen 476 622 t mit einem Metallgehalt von 68 135 Unzen (2 119 kg) Gold, 3 509 378 Unzen (109 150 kg) Silber, 9 005 t Blei, 3 205 t Kupfer und 16 846 t Zink.

Da die gesamte Bleiproduktion Colorados im genannten Jahre etwa 28 000 t betrug, lieferte der Leadvilledistrikt annähernd ein Drittel.

Zum Vergleich diene, daß die Bleiproduktion der Vereinigten Staaten im Jahre 1908 314 067 t erreichte.

Das Silbervorkommen von Eureka in Nevada.

Literatur.

R. W. Raymond, Eureka-Richmond Case. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1877, VI. — J. S. Curtis, Silver-Lead Deposits of Eureka, Nevada. U. S. Geol. Surv. Mon. 1884, VII. — A. Hague, Geology of the Eureka District, Nevada. Monograph. XX, 1892, mit Atlas.

Die Eurekagebirge werden aus Kalken, Quarziten, Sandsteinen und Schiefern, cambrischen, silurischen, devonischen und karbonischen Alters, welche viele 1000 Fuß Mächtigkeit haben und von Hague weitgehendst gegliedert worden sind, aufgebaut. Das hier besonders interessierende Cambrium besteht zu unterst aus bräunlichweißen Quarziten, mit zwischengeschalteten tonigen Schichten von 1500 Fuß Mächtigkeit (Prospect Mountain Quartzite), darüberliegenden grauen festen Kalken von über 3000 Fuß Mächtigkeit (Prospect Mountain Limestone); es folgen dann gelbe und graue tonige Schiefer mit dünn geschichteten Kalken in der hangenden Partie (Secret Cañon Shale), die von dem 1200 Fuß mächtigen „Hamburgkalkstein“ überlagert werden; das oberste Glied bildet ein gelber toniger Schiefer. Durch eine große Anzahl von Verwerfungen wurden die Gesteinsschichten zerstückelt.

Die Erzlagerstätten sind auf die cambrischen Kalke beschränkt; es sind keine Lagerstätten im Liegenden der Unterkante des Prospect Mountain Limestone bekannt.

Recht zahlreich sind die Vorkommen in der ganzen Mächtigkeit des Prospect Mountain Limestone bis zu dem hangenden Secret Cañon Shale. Am Gehänge des Prospect Mountain von Mineral Hill südwärts bis zum Surprise Peak wird der Kalk von Spalten und unregelmäßigen Hohlräumen von verschiedener Weite und Längenstreckung durchzogen. Viele von ihnen liegen parallel der Schichtung, andere durchsetzen sie

anscheinend ohne jedes Gesetz. Oxydische Erzkörper trifft man in den Hohlräumen an, von denen viele durch schmale Kanäle und Lagen, die mehr oder weniger mit Erzen ausgefüllt sind, verbunden werden. Die Williamsburggrube an der Westseite ist ein gutes Beispiel für un-

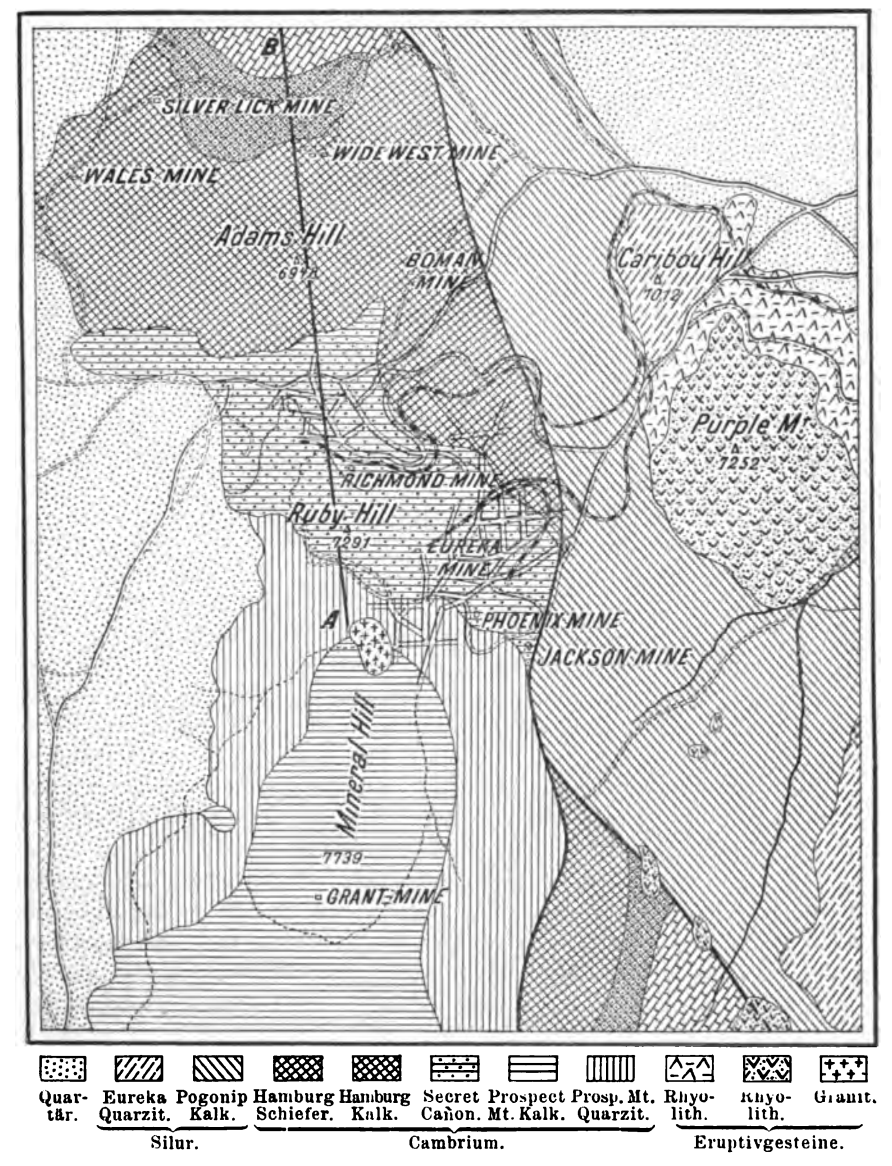


Fig. 63. Geologische Uebersichtskarte des Eureka-Distriktes. (Nach Hague.)

regelmäßige Hohlräume ausfüllende Vorkommen, während die an der Ostseite im äußersten Süden liegende Geddes- und Bertrandgrube eine wohlbegrenzte Spaltenfüllung mit reichem Erz ausbeutet. Hier durchsetzt

ein mächtiger, östlich streichender Rhyolithgang den Kalkstein und die überlagernden Schiefer.

Der zweite erzführende Horizont ist der „Hamburgkalk", welcher am Adams Hill reichlich Erzkörper in unmittelbarer Nähe des Secret Cañon Schiefers enthält, sie werden von der Price and Davies Mine ausgebeutet. Im Hangenden des Kalkes baut dicht unter den Hamburgschiefern die Wide West Mine. An vereinzelten Punkten finden sich Erze in den noch jüngeren Formationen.

Als Beispiel soll die Ruby Hill-Lagerstätte kurz geschildert werden.

Der Ruby Hill besteht aus den drei tiefsten cambrischen Gliedern, dem Prospect Mountain-Quarzit, Prospect Mountain-Kalk und dem Secret Cañon Schiefer, die mit 40° ziemlich regelmäßig bis zu bedeutender Tiefe nach Norden einfallen. Die Lagerungsverhältnisse werden durch verschiedene große Verwerfungen hochgradig beeinflußt (Ruby Hill Fault, Jackson Hill Fault u. s. w.). Im Zusammenhang mit diesen Störungen stehen die großen Rhyolithdurchbrüche, welche in der Umgebung des Ruby

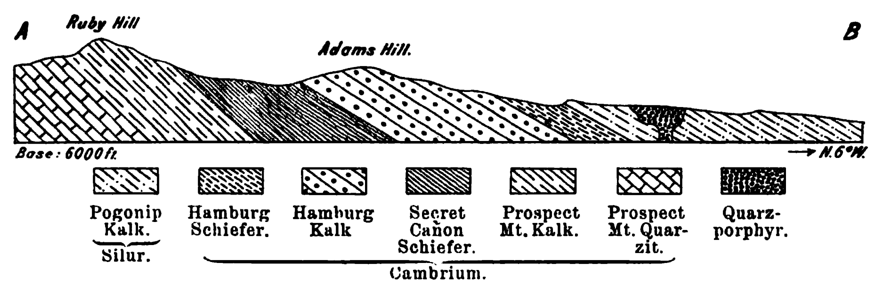


Fig. 64. Profil durch Ruby Hill und Adams Hill im Eureka-Distrikt. Siehe Profillinie A B in Fig. 63.

Hill ziemlich zahlreich sind. Häufiger sind Stellen, wo das Erz an den Rhyolith unmittelbar angrenzt (Jackson Mine und Dunderburg Mine), das Erz ist zweifellos jünger als das Eruptivgestein.

Die Erze wurden als Sulfide von einem komplizierten Spaltennetz aus im Kalk abgesetzt und zwar vorzugsweise in der Form von Bleiglanz und Schwefelkies. Später folgte dann eine intensive Oxydationsperiode, so daß unveränderte Sulfide oberhalb des Grundwasserspiegels fast nie vorkommen. Die zahlreichen Karbonate, Sulfate, Arsenat-, Molybdat- und Chlorverbindungen der Oxydationszone sind ausnahmslos reich an Gold. Wulfenit tritt in glänzenden limonen- bis orangegelben Kristallen in größeren Mengen auf. In dieser Beziehung ähnelt also die Lagerstätte derjenigen von Bleiberg.

Von der gesamten Förderung des Jahres 1878 liegt eine Durchschnittsanalyse vor, welche 35,65 Proz. Bleioxyd, 34,39 Proz. Eisenoxyd, 2,37 Proz. Zinkoxyd, 6,34 Proz. arsenige Säure angibt. Der Silbergehalt betrug 27,55, der Goldgehalt 1,59 Unzen pro Tonne. Interessant ist das Auftreten von Tellur, welches vielleicht an Wismut geknüpft ist.

Das geologische Alter der Erze kann nur ein pliozänes oder post-

pliozänes sein. Die lokale Vergesellschaftung mit den Rhyolithen läßt keinen sicheren Schluß auf eine genetische Beziehung zwischen beiden zu (S. 53).

Die primären Sulfide stammen aber zweifellos aus der Tiefe und wurden später durch die atmosphärischen Wässer oxydiert.

Missouri- und Mississippi-Distrikt in den Staaten Kansas, Indian Territory, Arkansas und Illinois.

Literatur.

J. D. Whitney, Rep. of. a. Geol. Surv. of the Upper Mississippi Lead Region. Albany 1862. — A. Schmidt, Forms and Origin of the Lead and Zinc Deposits of South West Missouri. Transact. St. Louis Acad. of Sc. III, S. 246. — W. P. Jenney, The Lead- and Zinc-Depos. of the Mississippi Valley. Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XXII. 1893. — F. Pošepny, Ueber die Genesis der Erzlagerstätten. Freiberg 1893. — A. Winslow, Lead and Zinc Deposits of Missouri, Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XXIV. — Derselbe, Lead and Zinc Deposits Miss. Geol. Surv. 1894. — W. P. Blake, Lead and Zinc Depos. of the Mississippi Valley. Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XXII, 1894. — Derselbe, Wisconsin Lead and Zinc Depos. Bull. Geol. Soc. Am. V, 1894. — J. D. Robertson, Missouri Lead and Zinc Depos. Am. Geol. 1895. — A. G. Leonard, Lead and Zinc Depos. of Iowa Rep. of. Geol. Surv. VI, 1897. — J. F. Kemp, Ore Depos. of U. S. and Canada 1900. — J. C. Branner, The Zinc and Lead Region of North Arkansas. Ann. Rep. of the Geol. Surv. of Arkansas V, 1900. — W. E. Burk, The Fluorspar-Mines of Western Kentucky and Southern Illinois. The Min. Ind. 1901, IX, S. 293. — C. R. van Hise and H. F. Bain, Lead and Zinc Depos. of the Mississippi Valley. Transact. Inst. Min. Eng. London 1902. — H. Foster Bain, Some Relations of Paleogeography to Ore Deposition in the Mississippi Valley. Compte Rendu Congr. Geol. Intern. Mexico 1906, I, S. 483. — Ch. R. Keyes, Diverse Origins and diverse Times of Formation of the Lead- and Zinc-Depos. of the Mississippi Valley. Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XXXI, 1902. — Horten, Der Zinkerzbergbau bei Joplin, Missouri, und seine wirtschaftliche Bedeutung. Zeitschr. f. das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preuß. Staate 1902, Bd. 50.

Die Senke nördlich der Gulf Plains, südlich des Lake Superiorgebietes, stellt ein weites Areal mit flacher Schichtenlagerung dar, welches aus unveränderten paläozoischen Sedimenten aufgebaut wird, die nach Westen unter die Red Beds und Kreidesandsteine der Great Plains untertauchen; im Osten wird sie durch die appalachischen Gebirge begrenzt, die zwar ebenfalls aus paläozoischen Schichten bestehen, aber infolge der permischen Gebirgsbewegungen eine kompliziertere Tektonik zeigen.

Die Senke selbst enthält keine größeren Störungen, so daß die Schichten fast horizontal liegen. Die vorherrschenden Gesteine sind Dolomite, Kalksteine, Schiefer und Sandsteine bei fast gänzlicher Abwesenheit grober Sedimente; sie liegen auf den präcambrischen kristallinen Gesteinen, welche das Gebiet rings umgeben; Eruptivgesteine fehlen bis auf wenige Gänge.

Die Sedimente werden zum Mittelcambrium bis Perm gerechnet, sie stellen das Produkt der in dieser Zeit erfolgten ununterbrochenen und gleichmäßigen Ablagerung in flacher See dar.

Man kann in diesem gewaltigen Erzdistrikte drei Zentren unterscheiden:

1. das südöstliche Missouri, dessen Produktion von Blei, Eisen und Kupfer einen jährlichen Wert von annähernd 120 Mill. Dollar hat,

2. das südwestliche Missouri und die angrenzenden Teile von Kansas und dem Indian Territory, mit einer Zink- und Blei-Jahresproduktion im Werte von 118 Mill. Dollar und

3. das südwestliche Wisconsin mit den angrenzenden Teilen von Illinois und Iowa, dessen Blei-, Zink- und Kupferproduktion einen jährlichen Wert von 60 Mill. Dollar erreicht.

Der Bergbau begann in diesen Distrikten im Jahre 1719.

Im oberen Mississippital oder Wisconsin Blei- und Silberdistrikt treten die Erze ausschließlich im Silur auf, das in folgender Weise gegliedert wird: Cincinnatischiefer, dolomitischer Galenakalkstein oder Upper Magnesian Limestone der untersilurischen Trentonperiode (135 m mächtig), Oelschiefer, Kalkstein (12—30 m mächtig), grünlich brauner Ton, St. Peterssandstein, Unterer dolomitischer Kalkstein (30—75 m mächtig). Das Silur lagert auf cambrischem „Potsdam-Sandstein". Die Erzführung ist auf die Kalke beschränkt.

Die Gruben haben nur eine geringe Tiefe von 30—60 m und die Erze werden deshalb nicht wesentlich unter den Grundwasserspiegel verfolgt.

Ueber dem Grundwasserspiegel füllen sie entweder vertikale Spalten aus, die man als „Sheet" bezeichnet und deren Nebengestein so gut wie unzersetzt ist. Die Mächtigkeit beträgt selten mehr als 3 Zoll, die Längenerstreckung im günstigsten Fall 100 und die Tiefenerstreckung meist 20—40 Fuß. „Opening" nennt man die Erweiterung eines Hohlraumes, in dem die Bedingungen für den Absatz von Bleierz besonders günstige waren; meist ist der Bleiglanz hier in eisenschüssigem Ton eingebettet. Sind die Dimensionen sehr unregelmäßige, so daß eine Reihe von Openings entstehen, die durch Trümer miteinander verbunden sind, so bezeichnet man das Vorkommen als „Crevice with pocket openings". Ein derartiger Erzkörper war 130 Fuß lang, 45 Fuß hoch und 30 Fuß mächtig (Levins Lode bei Dubuque). Die Crevice openings sind hauptsächlich auf den oberen Teil des Galenakalksteins beschränkt, während in dem unteren Teile die Flat sheets oder Flat openings, welche hauptsächlich horizontale Erstreckung haben und annähernd parallel den Schichtflächen verlaufen, die charakteristische Lagerstättenform bilden.

Der Unterschied zwischen den Vertical und Flat sheets bezieht sich also lediglich auf die Lage der Längsachse.

Oberhalb des Grundwasserspiegels sind in den Gash veins Bleiglanz und Zinkkarbonat die gewöhnlichen Erze, während in den Flats Zinkblende, Bleiglanz und Markasit in inniger Verwachsung oder in Wechsellagerung auftreten.

Das Haupterz dieser Lagerstätten ist ein sehr reiner Bleiglanz mit wenig Silber, der hauptsächlich in Würfeln kristallisiert auftritt. Er ist häufig mit Blende und Zinkkarbonat vergesellschaftet. Eisen- und Kupferkies sind verhältnismäßig selten, aber braunes Eisenerz scheint ständig zusammen mit Blei- und Zinkerzen aufzutreten. Kalkspat und Schwerspat sind von untergeordneter Bedeutung, während Quarz und die Verbindungen von Blei mit Arsen- und Phosphorsäure fast ganz fehlen. Bekannt ist das Auftreten von Mammut- und anderen Knochen in Hohl-

räumen mit Bleierz, es ist nur ein Beweis für die Bildungszeit und die wässerige Entstehung des Erzes. Die bedeutendste Grube des Gebietes ist die La Motte Mine, die schon im Jahre 1720 eröffnet wurde.

Die Gruben liegen in unregelmäßiger Verteilung in dem Distrikt und sind an einzelnen Stellen gehäuft, die durch größere taube Gebiete voneinander getrennt sind. Es hat nach Bains Schilderung fast den Anschein, als ob einzelne kleinere Becken von der Erzführung begünstigt würden. Etwa fünf Sechstel der Blei-Zinkproduktion des ganzen Gebietes stammen aus dem Wisconsindistrikt.

Der Erwähnung bedürfen noch die Vorkommen von Missouri-Kansas mit dem Zentrum Joplin und Illinois-Kentucky.

Die geologische Position der Missourilagerstätten ist ähnlich derjenigen von Wisconsin, nur mit dem Unterschiede, daß die Erze im unterkarbonischen Cherokeekalkstein auftreten, von Oberkarbon bedeckt und von Schiefern unterlagert werden. Im Illinois-Kentuckygebiet sind es Bleiglanz- und Zinkblendegänge, die durch ihre reichliche Flußspatführung ausgezeichnet sind, derart, daß auf ihnen teilweise Flußspatbergbau stattfindet.

Ueber die Genesis der Lagerstätten gibt es eine ausgedehnte Literatur. Whitney, Chamberlin und andere traten für einen primären Metallgehalt der Kalksteine ein, der später konzentriert wurde. Das wäre eine besondere Form der Lateralsecretion.

Blake, Van Hise und andere fassen die primären Erze als durch Ascension entstanden auf und zwar nehmen die einen Autoren Thermen, die anderen artesisches Wasser an. In seiner letzten Arbeit verteidigt Bain aber wieder den ursprünlichen Absatz des Erzmaterials aus dem Meereswasser.

Nach der ganzen Natur der Lagerstätte sind wir der Ansicht, daß es sich im Mississippi-Missourigebiet um Vorkommen handelt, welche aufsteigenden Thermen den primären Absatz der Erze verdanken, wie er heute unter dem Grundwasserspiegel noch unverändert vorliegt. Hierfür spricht auch das Auftreten von Flußspat in einzelnen Gängen, worauf Beck mit Recht hinweist. Später fand dann durch sekundäre Oxydationsprozesse der atmosphärischen Wässer eine Umlagerung der sulfidischen Erze in oxydische Form statt, welche weitgehendst mit Oxydationsmetasomatose verbunden war.

Die Häufung der Bleiglanzvorkommen in beckenähnlichen Gebieten, welche durch größere erzfreie Strecken voneinander getrennt sind, weist nach unserer Meinung auf ähnliche Verhältnisse wie in Oberschlesien hin. Auch im Mississippi-Missouridistrikt spielen Spalten eine große Rolle, so daß nicht so sehr die Beckenbildung als die Häufung der Spalten das Auftreten der Erze an gewissen Stellen bedingt.

Die Bedeutung der Lagerstätten ergibt sich aus der Produktion. Der Joplindistrikt lieferte im Jahre 1908 259 609 t Zinkerz und 38 532 t Bleierz, die sich in folgender Weise auf die in Frage kommenden Staaten verteilten:

	Zinkerz	Bleierz
Missouri	220 638 t	33 335 t
Kansas	28 598 t	3 455 t
Oklahoma	10 373 t	1 724 t

Die gesamte Zinkerzproduktion der Vereinigten Staaten betrug im Jahre 1908 838 377 t. An dieser Produktion waren der Staat Missouri-Kansas mit 273 420 t und Wisconsin mit 58 135 t beteiligt.

Sala in Schweden.

Literatur.

Hj. Sjögren, The Sala Mine, in dem Guide des internationalen Geologenkongresses zu Stockholm 1910; hier Zitat älterer Arbeiten von A. E. Törnebohm (1880), O. Gumälius (1872, Karte 1868), Durocher (1848), Daubrée (1843) u. s. w. — Mineralogisches: Hj. Sjögren, über das Auftreten des Silbers in dem Sala-Erz und über Amalgam von Sala; über Gediegen Silber, Quecksilber, Amalgam und Zinnober von Sala; über Boulangerit von Sala, in Geol. Fören. Förh., bezw. XXII, XX und XIX (1900, 1898, 1897). — J. H. L. Vogt, Manuskript über Sala, 1905.

Wie schon Bd. I, S. 376, 378 angegeben wurde, liegt Sala 100 km westnordwestlich von Stockholm (Bd. I, Fig. 241) im Gebiete des Grundgebirges und zwar in der Leptit(Hälleflint)-Abteilung, die der jüngsten archäischen Epoche angehört. Bei Sala tritt ein bedeutendes, von „Hälleflinta“ (Leptit) und Granit umgebenes Kalkstein-Dolomitlager, von 7,5 km Länge auf, dessen Breite im Süden in der Nähe der Gruben ca. 1,5 km beträgt. Das Karbonatlager ist zum großen Teil, und zwar besonders in der Nähe der Erzvorkommen, dolomitisiert, derart, daß der Normaldolomit (1 $MgCO_3$: 1 $CaCO_3$) zu ausgedehnter Entwicklung gelangte.

Es gibt bei Sala zwei Arten von Erzen, nämlich Silber-Bleierz und Zinkerz.

Das erstere enthält meist nur einige Prozent Blei und besteht aus silberhaltigem Bleiglanz mit einer feinkörnigen, meist mikroskopischen Beimischung von edlen Silbererzen (Silberglanz, Pyrargyrit u. s. w.), etwas Zinkblende, Schwefelkies, Arsenkies, einigen spärlichen Antimon- und Kupfererzen u. s. w.

Das Zinkerz ist überwiegend Zinkblende mit wenig Bleiglanz, Schwefelkies u. s. w., aber so gut wie frei von Kupfererz.

Besonders — oder vielleicht ausschließlich — in diesem Zinkerz kommt etwas Zinnober mit Gediegen Quecksilber und Amalgam vor, und zwar in solcher Menge, daß das Zinkerz durchschnittlich mindestens 0,01 Proz. Quecksilber enthält.

Beide Arten von Erzen treten in dem dolomitischen Kalkstein auf. Das in Frage kommende Erzfeld hat ca. 800 m Länge und 100 bis einige hundert Meter Breite. Ungefähr in der Mitte des Erzfeldes verläuft eine lange und häufig mehrere Meter mächtige Verwerfungskluft, der sogenannte Stor-„Skjöl“ (Stor = groß), der auf beiden Seiten von einer erheblichen

Anzahl ähnlicher, aber kleinerer Klüfte begleitet wird (Fig. 65, 66). Die Ausfüllung besteht aus zerriebenen Dolomitbruchstücken mit Kalkspat und Talk-, Chlorit- und Serpentinmineralien; Erze fehlen, wenn man von wenig Schwefelkies und dergleichen absieht.

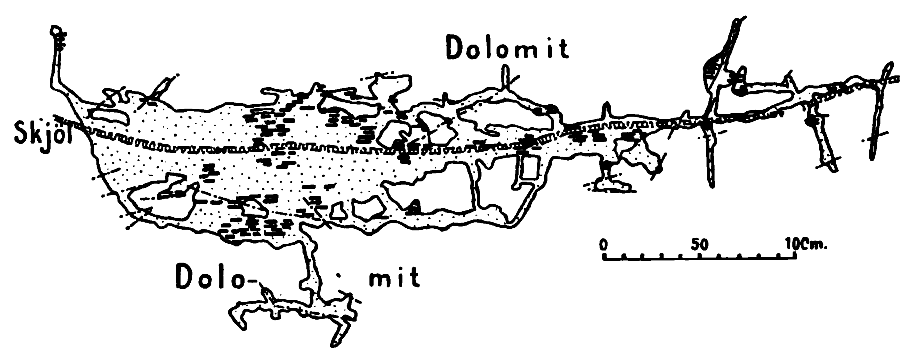


Fig. 65. Horizontalschnitt der Sala-Grube in 190 m Tiefe. (Nach Sjögren, 1910.)

Das Silber-Bleierz tritt in steilstehenden Stöcken und netzartigen Imprägnationen ausschließlich innerhalb des Dolomits und in der Nähe der oben erwähnten „Skjölar" auf. Namentlich in den oberen, schon seit Jahrhunderten abgebauten Teufen waren die Erzmittel sehr silberreich; nach der Tiefe zu ist die Lagerstätte ärmer geworden. Die vier Jahrhunderte alte, jetzt an vielen Stellen zusammengebrochene Grube hat nur eine vertikale Tiefe von 275—300 m erreicht. Der Erzkörper zeigt ein bedeutendes Fallen im Felde.

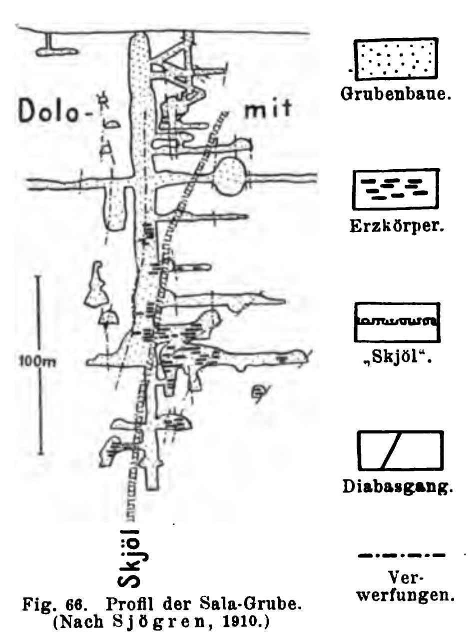


Fig. 66. Profil der Sala-Grube. (Nach Sjögren, 1910.)

Das Zinkerz bildet 6—12 m mächtige, flach fallende Stöcke, mit vielen Dolomitbruchstücken und zahlreichen Verzweigungen im Dolomit.

Das Streichen des Kalkstein-Dolomitlagers ist in der Umgebung der Grube ein nordnordöstliches, der Haupterzkörper streicht dagegen nordnordwestlich und die bisher näher untersuchten Zinkerzstöcke haben eine N 5°O-Richtung. Aus diesem Verhalten und aus dem Brecciencharakter der Erze ergibt sich, daß die Lagerstätte nicht sedimentärer Entstehung sein kann. Der Unterschied zwischen den Silber-Blei- und den Zinkerzen sowohl in der Erzmischung als im Streichen dürfte (nach Vogt 1905) darauf beruhen, daß die beiden Erzarten nicht genau zu derselben Zeit entstanden.

Die Erze sind namentlich mit der Diopsidvarietät Salit, dessen Name von der Fundstätte Sala herstammt, und mit Amphibol (Tremolit, Aktinolith), etwas Biotit, Talk, Chlorit, Serpentin, Epidot, Granat und Turmalin (die letzteren sind sehr selten) verwachsen; in einem der Zinkerzstöcke findet sich auch eine erhebliche Menge von Schwerspat.

Die Erzbildung ist jünger als die Dolomitisierung. Die Entstehung der „Skjölar" und die Erzbildung gingen (nach Sjögren) Hand in Hand, sind also mit einander annähernd gleichaltrig. Die Einwirkung von Silikatlösungen auf den Dolomit veranlaßte die Entstehung der Ca-Mg-Silikate (Salit, Tremolit u. s. w.), die gleichzeitig mit den Erzmineralien gebildet wurden. In vieler Beziehung schließt sich Sala an die üblichen metasomatischen Silber-Blei-Zinklagerstätten an. Eine ganz auffallende Abweichung besteht allerdings in dem Auftreten von Salit, Tremolit u. s. w. Diese Erscheinung ließe sich nach Vogt vielleicht dadurch erklären, daß die Mineralbildung unter ähnlichen physikochemischen Bedingungen wie bei den kontaktmetamorphen Lagerstätten stattfand.

Der Bergbau begann um das Jahr 1500 und erreichte seine Blütezeit schon in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts. Die Gesamtproduktion betrug etwa 400 t Silber; davon wurden annähernd 200 t von 1510—1600, 63 t von 1601—1700, 37 t von 1701—1800 und 87 t von 1801—1908 gewonnen. Die Bleiproduktion ist immer gering gewesen. In den letzten Jahren wurde die Silbergewinnung fast ganz eingestellt, dagegen baut man jetzt auf Zinkerz.

Bei Sala löst also — wie bei so vielen anderen Blei-Zinkerzlagerstätten — der Zinkerzbergbau den früheren Silber-Bleierzbergbau ab.

Ueber die Blei- und Zinkerzproduktion der Welt und deren Verteilung auf die verschiedenen Lagerstättengruppen.

Wir beginnen mit einer, den jährlichen statistischen Zusammenstellungen der Metallgesellschaft u. s. w. zu Frankfurt a. M. entnommenen Statistik der Produktion von metallischem Blei und Zink (siehe auch die Angaben Bd. I, S. 199).

(In metrischen Tonnen)	Blei			Zink		
	1900	1905	1910	1900	1905	1910
Deutschland	121 500	152 600	157 900	154 572	197 184	227 747
Belgien	16 400	22 900	39 600	119 231	145 592	172 578
Holland	—	—	—	6 953	13 767	20 975
Großbritannien	35 500	23 300	30 500	30 307	50 927	63 078
Frankreich	17 000	24 100	21 000	42 117	50 369	59 141
Spanien	154 500	180 700	191 600			
Oesterreich-Ungarn	11 900	13 500	17 500	7 086	9 357	13 305
Italien	23 800	19 100	16 000			
Griechenland	16 700	13 700	16 800	—	—	—
Schweden	1 400	600	300	—	—	—
Rußland	200	300	1 200	5 968	7 642	8 631
Türkei (asiat.)	2 800	10 400	12 700	—	—	—
Vereinigte Staaten	269 000	312 500	371 600	112 234	183 245	250 627
Mexiko	80 000	75 000	126 000	—	—	—
Canada	28 600	25 700	15 000	—	—	—
Japan	1 900	2 300	3 500	—	—	—
Australien	87 100	107 000	98 800	—	650	508
Andere Staaten	3 000	200	12 900	—	—	—
Zusammen	871 300	983 900	1 132 900	478 500	658 700	816 000

Seit 1880 waren die niedrigsten, bezw. höchsten durchschnittlichen Jahrespreise für Blei 9 £ 12 sh, 9 £ 18 sh (1894, 1893), bezw. 19 £ 12 sh, 18 £ 4 sh (1907, 1906), und für Zink 13 £ 19 1/2 sh, 14 £ 5 sh (1885, 1886), bezw. 27 £ 1 sh, 25 £ 4 sh (1906, 1905).

Im Gegensatz zur Blei- und Zink**metall**statistik, ist die **Erz**statistik der einzelnen Länder meist recht ungenau, da die Erze in vielen Fällen nach auswärtigen Hütten versandt werden. Dies gilt

namentlich für Zinkerz. Beispielsweise produziert Belgien sehr viel Zink, dagegen nur wenig Zinkerz; den umgekehrten Fall finden wir bei Australien.

Eine gute Uebersicht gab W. Hotz, „Die wirtschaftliche Bedeutung der Blei-Zinkerzlagerstätten der Welt im Jahre 1907 mit besonderer Berücksichtigung der genetischen Lagerstättengruppen" in den „Bergwirtschaftlichen Zeitfragen", Heft 2, 1910 und in den „Bergwirtschaftlichen Mitteilungen", April 1910, herausgegeben von M. Krahmann, Berlin.

Die zwanzig wichtigsten Bleierzvorkommen produzierten im Jahre 1907 Bleierz im Wert von:

1. Broken Hill	74,6 Mill. M.	Uebertrag	294,8 Mill. M.
2. Missouri-Kansas	46,5 „ „		
3. Shoshone	40,0 „ „	12. Mazarron	6,0 „ „
4. Sierra Morena	31,6 „ „	13. Tasmanien	5,7 „ „
5. Utah	30,0 „ „	14. Canada	5,5 „ „
6. Mexiko	23,1 „ „	15. Creede	5,0 „ „
7. Leadville-Aspen	22,0 „ „	16. Laurion	4,0 „ „
8. Cartagena	8,3 „ „	17. Harz	3,8 „ „
9. Iglesias	6,6 „ „	18. Nordengland	3,7 „ „
10. Oberschlesien	6,1 „ „	19. Commern	3,3 „ „
11. Rheinisches Schiefergebirge	6,0 „ „	20. Kärnten	3,2 „ „
		Andere Vorkommen	25,4 „ „
	294,8 Mill. M.	Summa	361,7 Mill. M.

Von diesen gehören Missouri-Kansas, Leadville-Aspen, Oberschlesien, Laurion, Kärnten, mehrere der Vorkommen der Sierra Morena, von Utah, Mexiko, Iglesias, Nordengland und vielen anderen (siehe die metasomatischen Blei-Silber-Zinkerzvorkommen S. 209) mit einer Gesamtbleierzproduktion im Jahre 1907 von mindestens 140, vielleicht sogar 150—170 Mill. Mark, der metasomatischen Gruppe an. — Die Vorkommen von Shoshone (Idaho), Cartagena, Mazarron, Iglesias, Creede sind Erzgänge, zum Teil allerdings in Verknüpfung mit metasomatischen Lagerstätten; typische Gänge treten im Rheinischen Schiefergebirge, am Oberharz und an vielen anderen Stellen, z. B. in der Sierra Morena und in Mexiko (siehe die Alte Blei-Silber-Zinkerzganggruppe S. 143) auf. Den Wert der aus Gängen stammenden Bleierzproduktion für 1907 schätzen wir auf 110—120 Mill. Mark.

Das Broken Hill-Vorkommen haben wir (Bd. I, S. 395—398) zu den Kontaktvorkommen und Commern zu den Imprägnationslagern gerechnet.

Von der gesamten Bleierzproduktion im Jahre 1907 stammte demnach aus metasomatischen Vorkommen ungefähr die Hälfte — vielleicht etwas weniger, — und aus Erzgängen der alten und der jungen Ganggruppe ungefähr ein Drittel, der Rest entfällt auf die anderen Lagerstättengruppen, nämlich Kontaktvorkommen, Lager u. s. w.

Die zehn wichtigsten Zinkerzvorkommen lieferten nach W. Hotz im Jahre 1907 Zinkerz im Wert von:

1. Missouri-Kansas . .	51,2	Mill. M.
2. Oberschlesien . . .	28,4	„ „
3. Broken Hill	15,0	„ „
4. Iglesias	13,4	„ „
5. Rheinisches Schiefergebirge	10,7	„ „
6. Algier	7,1	„ „
7. Polen	5,0	„ „
8. Mexiko	3,8	„ „
9. Cartagena	3,6	„ „
10. New Jersey	3.1	„ „
Andere Vorkommen . .	35,3	„ „
Summa	176,6	Mill. M.

Außer den beiden Hauptgebieten Missouri-Kansas und Oberschlesien gehören auch eine ganze Anzahl anderer wichtiger Zinkerzvorkommen zur metasomatischen Gruppe (S. 209), deren Produktionswert für das Jahr 1907 mindestens 110, vielleicht sogar 125—130 Mill. Mark betrug.

Von den Erzgängen des Rheinischen Schiefergebirges, des Oberharzes, zum Teil auch von Cartagena und vielen anderen, meist jedoch kleineren Gruben stammte Zinkerz im Wert von etwa 20—25 Mill. Mark.

Dazu kommen Broken Hill und New Jersey (Bd. I, S. 395—398 und 390—392), die wahrscheinlich als Kontaktlagerstätten aufzufassen sind, und einige Vorkommen anderer Lagerstättengruppen.

Von der Zinkerzproduktion stammen somit aus den metasomatischen Vorkommen mindestens zwei Drittel, vielleicht sogar drei Viertel, aus den Gängen etwa ein Neuntel bis ein Siebentel; der Rest rührt von anderen Lagerstättengruppen her.

Sowohl für Blei wie für Zink ist somit die metasomatische Gruppe die wichtigste, und zwar gilt dies am ausgeprägtesten für Zink.

Die Antimonerzganggruppe.

Allgemeines.

Antimonerzgänge sind, wie sich aus der geringen Gesamtproduktion von Antimonerzmetall ergibt, nicht sehr zahlreich. Da Antimonsulfid zu den Sulfosalz bildenden Verbindungen gehört, dürfte die Entstehung der Antimonerzlagerstätten eine ähnliche sein, wie diejenige der Zinnobervorkommen (Bd. I, S. 452). Diese Aehnlichkeit in der Entstehung geht auch daraus hervor, daß Antimonglanz in untergeordneter Weise Zinnober auf den Quecksilberlagerstätten begleitet. Morphologisch tritt jedoch der Unterschied hervor, daß Antimonglanz hauptsächlich als Spalten-

ausfüllung, Zinnober dagegen vorzugsweise als Imprägnation in Sandsteinen u. s. w. vorkommt.

Die meisten, vielleicht sogar alle Antimonerzgänge treten in Verbindung mit Eruptivgesteinen auf und zwar häufig innerhalb derselben. Viele Gänge, so beispielsweise diejenigen auf dem französischen Hochplateau, kommen in Verbindung mit Granit vor, an anderen Stellen begleiten die Antimonerze dagegen junge Eruptivgesteine verschiedener Zusammensetzung.

Die Antimonglanzgänge sind in der Regel einfache Gänge, die nur beschränkte Ausdehnung im Streichen zeigen. Auch die Ausdehnung in der Fallrichtung ist meist keine bedeutende; sehr häufig konstatiert man bei ihnen ein ziemlich plötzliches Auskeilen nach der Tiefe. Die Mächtigkeit der heute abgebauten Antimonerzgänge ist meist gering, sie schwankt in der Regel zwischen wenigen Dezimetern, selten erreichen sie 1 m und mehr. Innerhalb der Antimonerz führenden Gangplatte ist die Erzverteilung auch nicht immer regelmäßig, sondern starkem Wechsel unterworfen.

Wegen des verhältnismäßig geringen Vorrates an Antimon, der in der Erdrinde zu Lagerstätten konzentriert wurde, gibt es keine als groß zu bezeichnenden Vorkommen.

Unter den Erzen, welche auf den bauwürdigen Lagerstätten auftreten, ist Antimonglanz das überwiegendste, daneben findet man noch etwas Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Schwefelkies und Kupferkies, Realgar und Auripigment.

Der Antimonglanz kommt in feinkörnigen, mitunter fast dichten oder blätterig kristallinen Massen vor und füllt häufig — nur mit etwas Quarz verwachsen — die ganze Gangmächtigkeit aus.

Die Erzgänge finden sich entweder für sich allein als besonderer Gangtypus oder im Anschluß an Blei-Silbererzgänge.

Man beutet heute nur Lagerstätten von großer Reinheit aus, da der Markt hohe Anforderungen an Verkaufserze stellt. Die Erze sollen meist beispielsweise nicht mehr als 0,25 Proz. Arsen und nicht mehr als 0,75 Proz. Blei oder Kupfer enthalten.

Unter den Gangarten spielt Quarz die hervorragendste Rolle, nebensächlicher sind Braunspat, Kalkspat und Schwerspat.

Bisher ist der Antimonerzbergbau nirgends bis zu großen Tiefen vorgedrungen, so daß auffallende primäre Teufenunterschiede verschiedener Schwermetalle nicht beobachtet wurden, wenn auch der oben angeführte Wechsel nach der Tiefe von antimonglanzreicher zu antimonglanzarmer Gangfüllung als primärer Teufenunterschied aufgefaßt werden muß.

Von sekundären Teufenunterschieden ist bis jetzt nur eine Oxydationszone beobachtet. Zu einer sekundären Anreicherung des Antimons in einer Zementationszone kam es also nicht. Die sekundären Antimonerze, die aus dem Antimonglanz durch Oxydation hervorgingen, sind Antimonocker und Valentinit bezw. Senarmontit (siehe darüber Genaueres Bd. I, S. 90).

Von besonderem Interesse ist ein *akzessorischer Edelmetallgehalt* des Antimonglanzes. Besonders häufig kommt *Gold* vor, so daß sich bei Antimonglanz in allen Fällen die Probe auf Gold empfiehlt. Da der Antimonglanz zu den sogenannten goldverdächtigen Erzen gehört, finden sich Uebergänge zwischen den Antimon- und den Goldlagerstätten (Alte Golderzganggruppe, S. 95).

Nimmt der Goldgehalt derartig zu, daß er überwiegend Gegenstand des Bergbaues ist, so sind die Anforderungen, die an die Bauwürdigkeit der Lagerstätte gestellt werden, andere als bei den reinen Antimonglanzlagerstätten (siehe goldhaltige Antimonglanzgänge S. 125 u. 130).

Die bedeutendsten Antimonerzlagerstätten, welche für den Weltmarkt in Frage kommen, liegen in *China*; es exportiert erhebliche Quantitäten eines Erzes mit 50 Proz. Sb. Frankreich liefert annähernd diejenige Menge, die es für seinen eigenen Bedarf braucht.

Größere Vorkommen gibt es außerdem in den Vereinigten Staaten, die aber keinen Export aufweisen. In Australien kennt man ebenfalls bedeutendere Lagerstätten, indessen sind die Gewinnungskosten so hoch, daß Gänge nur bei hohen Antimonpreisen mit Vorteil ausgebeutet werden können. Kleinere Vorkommen mit unbedeutender Produktion haben Spanien, Portugal, Algier, Ungarn und Böhmen.

Ueber den Umfang der Antimonerzvorkommen und die Rolle, welche die einzelnen Länder auf dem Antimonmarkt spielen, gibt folgende auf das Jahr 1908 bezügliche Tabelle Auskunft:

England	ca. 8 100 t	Antimonmetall
Frankreich	„ 5 000 t	„
Belgien	„ 800 t	„
Oesterreich	„ 6 000 t	„
Die Vereinigten Staaten	„ 3 000 t	„
Japan	„ 300 t	„
zusammen	23 200 t	

Der *Preis* des Antimonmetalls unterliegt großen Schwankungen, im Jahre 1907 bewegte er sich beispielsweise zwischen etwas weniger als $37^1/_2$ und 110 Pfd. Sterl. per t.

Auf vielen Blei-Silbergängen der älteren und der jüngeren Gruppe kommen Antimonsulfosalze, wie Fahlerz, Pyrargyrit, Stephanit, Bournonit u. s. w., relativ reichlich vor, auch findet sich bisweilen etwas Antimonglanz, aber nur ausnahmsweise ist dieses Erz in etwas reichlicherer Menge vorhanden. Bei der Verhüttung der Erze gelangt das Antimonoxyd zusammen mit Bleioxyd zuerst in den sogenannten Abstrich und in andere Zwischenprodukte, die auf antimonhaltiges Blei, sogenanntes Hartblei, verarbeitet werden. Zur Herstellung dieser technisch wichtigsten Antimonlegierung benutzt man somit als Ausgangsmaterial nicht das aus dem Erz gewonnene metallische Antimon, dessen Anwendung nur ziemlich beschränkt ist.

Die einzelnen Vorkommen.

Literatur.

1) Dufrénoy et Élie de Beaumont, Explication de la carte géologique de la France 1841, S. 173. — 2) Helmhacker, Der Antimonbergbau Mileschau bei Krasnahora in Böhmen. Jahrb. der Vereinigten Bergakademien zu Leoben 1874, Bd. XXII. — 3) C. Blömecke, Die Erzlagerstätten des Harzes 1885 und Lüdecke, Die Minerale des Harzes 1892. — 4) F. Pošepny, Arch. f. prakt. Geol. II, 1895. — 5) A. Lacroix, Minéralogie de la France et de ses colonies. Tome II. 1897, S. 449. — 6) A. Irmler, Ueber das Goldvorkommen von Bražna im mittleren Böhmen, Verhandlungen der k. k. Geol. Reichsanst. 1899. — 7) A. Hofmann, Antimonitgänge von Přičov in Böhmen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 94. — 8) F. Katzer, Zur geol. Kenntnis des Antimonitvorkommens von Křitz bei Rakonitz. Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst. 1904, Nr. 12. — 9) F. Fuchs und L. de Launay, Gîtes Minéraux. Paris 1893. II, 193. — L. de Launay, Excursion à quelques gîtes minéraux et métallifères du plateau central. VIII. Internat. Geologenkongreß zu Paris 1900. Bericht II, S. 953. — 10) Mining in Japan, Past and Present. Published by the Bureau of Mines 1909.

Eine interessante Lagerstätte ist die Jost-Christian-Zeche am Wolfsberg im Harz, wo ein mehr als 1 m mächtiger in den Unteren Wiederschiefern auftretender Gang mit strahligem und derbem Antimonglanz, Federerz und Zinkenit ausgefüllt ist; seltener sind hier Zundererz, Boulangerit, Wolfsbergit; als Gangarten fanden sich Strontianit, Kalkspat, Schwerspat, Gips und Flußspat (siehe Literatur Nr. 3).

Bekanntere Vorkommen liegen bei Přičov (siehe Literatur Nr. 7) im mittelböhmischen Granitgebiete etwa 4 km nordwestlich von Selčan am Fuß des Deschnaberges. In dem dortigen Amphibolit-Biotit-Granit setzen wenig mächtige Kersantitgänge auf, an diese scheinen die Antimonerzgänge gebunden zu sein, welche in der Regel zersetztes Kersantitgestein enthalten. Am Ausgehenden zeigen die Gänge ebenso wie diejenigen in den Nachbarrevieren Schönberg und Mileschau reichlich Antimonocker als Oxydationsprodukt des Antimonglanzes. Bei Přičov wurde außerdem schwammiger und zelliger Hornstein als Umhüllungspseudomorphose nach Antimonit gefunden, in dem noch die Reste der in Ocker umgewandelten Kristalle stecken, die Zersetzung reicht bis zu ca. 18 m Tiefe.

Der Emilgang, welcher bis auf 62 m flache Tiefe untersucht wurde, hat nordsüdliches Streichen bei westlichem Einfallen von 40—50°, seine Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 50 cm. Die Ausfüllung besteht aus milchweißem oder bläulichem Hornstein mit regellos eingesprengten Antimonglanzkristallen, die radialständig in der Gangmasse angeordnet sind. Seltener findet man lagenförmige Verwachsung und lokal überwiegt der Antimonglanz, indem sich die einzelnen Kristalle zu Derberz verfilzen. Die bläuliche bis schwarze Färbung der Gangmasse wird durch mikroskopisch kleine Antimonerzkristalle bedingt.

Interessant ist, daß sich hier Hornstein durch Umkristallisation in gewöhnlichen Quarz umwandelt, wie das Beyschlag und Krusch (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900, S. 172) auch bei den Goldquarzgängen von Donnybrook nachgewiesen haben. Der schwarze Hornstein enthielt nach der Untersuchung des k. k. Bergrates C. Mann 3,5 Proz. Sb.

Die übrigen Gänge des Gebietes bilden ein Gangnetz mit ganz ähnlicher Beschaffenheit der Gangmasse und des Nebengesteins.

Bei der Genesis nimmt Hofmann an, daß die Minerallösungen, welche Kieselsäure und Antimonglanz führten, die kryptokristallinen Varietäten des Quarzes, den Hornstein lieferten und daß der gewöhnliche Quarz, der in Schnüren und Nestern im Hornstein auftritt, ausnahmslos sekundär ist. — Im Gegensatz zu den benachbarten Gängen von Schönberg-Mileschau haben diejenigen von Příčov keinen Goldgehalt.

Die Schönberg-Mileschauer Gänge könnten ebensogut zu den Goldvorkommen gerechnet werden (siehe Literatur Nr. 2, 4 u. 6). Sie liegen 55 km südlich von Prag in einem Granitgebiet, welches von Kersantitgängen, mit denen sie mehrfach vergesellschaftet sind, durchzogen wird. Im Gegensatz zu Příčov sind es Quarz-Antimonglanzgänge, die sich durch einen nicht selten schon mit bloßem Auge wahrnehmbaren Goldgehalt auszeichnen. Die Edelmetallmenge ist nicht überall hoch genug für einen Bergbau; sie schwankt nach Hofmann a. a. O. zwischen 4 und 17 g.

In genetischer Beziehung hält sie Hofmann, ebenso wie die Gänge von Příčov für eruptive Nachwirkungen der Granite oder vielleicht der Kersantite.

Ein Antimonerzgang tritt bei Křitz in der Nähe von Rakonitz an der Grenze von Phyllit und Diabas auf (siehe Literatur Nr. 8).

Von wirtschaftlicher Bedeutung sind die Antimonvorkommen auf dem französischen Zentralplateau (siehe Literatur Nr. 5 u. 9).

Hier war ein großer Teil der zahlreichen Gänge bauwürdig. Im Norden liegt die Grube Nades (Bourbonnais) südlich von dem Granitmassiv von Colettes. Die Lagerstätte setzt in den Glimmerschiefern auf, die sich mantelförmig um das Massiv herum legen. Von 1829 bis 1837 wurde das Vorkommen ununterbrochen ausgebeutet; es lag dann 15 Jahre still, um hierauf von neuem in Angriff genommen zu werden. Antimonglanz kommt in zwei Gängen vor, welche h 10 streichen; der mächtigere hat 1,20 m. Die Gangart besteht aus Quarz.

Weiter östlich liegen bei Bresnay (Souvigny) zwei Gänge im Granit, welche h 9—11 streichen. Das Nebengestein ist Granit mit weißem Glimmer, ähnlich demjenigen von Magurka in Ungarn. Die Gangausfüllung besteht aus Quarz mit Antimonglanz, der in der Nähe der Tagesoberfläche oxydiert ist. Auch hier begann der Bergbau sehr frühzeitig, im Jahre 1763, wurde aber bereits Ende des 18. Jahrhunderts aufgegeben.

Im Westen des Departements Allier kennt man in der Gemeinde Petite-Marche ein Vorkommen bei Montignat. Der Gang setzt in der Nähe der Grenze von Granit und Gneis oder im Gneis auf, streicht h 2 und fällt mit 45° östlich ein.

Noch weiter westlich kommt bei Villerange ein interessanter Antimonerzgang vor, der Kulm-Grauwacke zum Nebengestein hat; sein

Alter läßt sich infolgedessen genauer bestimmen. Es ist ein Quarz-Antimonglanzgang, der ostwestlich streicht und nach Norden einfällt. Quarz und Antimonglanz scheinen gleichalterig zu sein.

Im Süden von Saint-Yrieix (Haute Vienne) werden die Glimmer- oder Amphibolitschiefer von zahlreichen Granitgängen durchschnitten, die h 3 streichen und 0,5—1 m mächtig sind. Sie führen häufig Quarz mit Antimonglanz; so zeigt beispielsweise ein 1 m mächtiger Gang zwei Zonen eines grauen Milchquarzes von 8—10 cm Stärke mit einer geringen Imprägnation von Antimonglanz, zwischen denen ein 1—2 cm mächtiges Trum von derbem Antimonglanz auftritt.

Andere Gänge sind bei Chanac und Valfleury bekannt geworden. Bei dem erstgenannten Ort handelt es sich um 40—70 cm mächtige Gänge im schwarzen Tonschiefer, bei dem zweiten um Quarz-Antimonglanzgänge im Gneis, die man ebenfalls auf Granit zurückführt.

Wichtigere Lagerstätten des Zentralplateaus sind diejenigen von Freycenet, La Licoulne u. s. w. in Puy-de-Dôme, Le Cantal et la Haute Loire. Sie treten in archäischen Gesteinen, und zwar im Gneisglimmerschiefer oder Granit, in Form von vertikal stehenden quarzigen Gängen auf, die Linsen von Antimonglanz enthalten; diese sind durch taube Partien voneinander getrennt. Man findet beispielsweise einen 20—30 cm mächtigen derben, 12 m langen Antimonglanzkörper, auf den 10—15 m taube Gangmasse folgen. Die mittlere Mächtigkeit der bauwürdigen Partien beträgt 15—30 cm. Mitunter ist der Antimonglanz aufs innigste mit Quarz vermengt. Fast immer enthält der Antimonglanz etwas Eisen, was häufiger zu einer irrtümlichen Ueberschätzung des Antimongehaltes verleitet.

Am Ausgehenden tritt Antimonoxyd in kristallinen oder amorphen Massen von wechselnder Farbe auf; früher wurde es vernachlässigt, seit 1889 sammelt man das Erz aber sorgfältig, um es nach England oder nach Deutschland zu exportieren.

Die wichtigsten Fundpunkte sind Freycenet, La Licoulne und Malbosc.

Bei Freycenet enthält der Quarzgang 30—40 cm mächtige Linsen von bis 15 m Länge. Sie führen fast reinen Antimonglanz mit 8 bis 10 Proz. Quarz. Die Linsen werden getrennt durch Quarz, der mit Antimonglanz imprägniert ist und bis 25 Proz. Metall führen kann.

Die Lagerstätten von La Licoulne (Haute Loire) setzen in einem ausgedehnten Gneisplateau von durchschnittlich 980 m Meereshöhe auf, das von 200 m tiefen Erosionstälern durchfurcht ist. Man findet im Nebengestein der Gänge alle Uebergänge zwischen granitischen Varietäten und solchen, die dem Glimmerschiefer sehr ähnlich sind. Die zahlreichen Antimonglanzgänge gehören zwei Systemen an, von denen das eine etwa h 2, das andere etwa h 4 streicht. In geographischer Beziehung unterscheidet man in diesem wichtigen Distrikt vier Gruppen, nämlich: 1. Mercoeur, 2. Montel, 3. Valadou und 4. La Licoulne.

In der Gruppe Mercoeur ist der Bissadegang am wichtigsten, der sich mit einem mittleren Streichen von etwa h 2 auf 2500 m Länge ver-

folgen läßt und bei einer Mächtigkeit von 30—60 cm derben Antimonglanz mit wenig Quarz führt. Stellenweise gabelt sich der Gang in mehrere Trümer. Die Grenze gegen den Gneis ist ziemlich scharf, wenn auch gelegentlich Trümer und Nester in den Gneis hineinreichen.

Während die Gruppe Montel nirgends ausgebeutet worden ist, wurde der zur Gruppe Valadou gehörige Gang von Valadou auf 110 m Tiefe untersucht. Er durchsetzt, annähernd h 3—4 streichend, sehr widerstandsfähige und in unmittelbarer Nähe des Ganges unveränderte alte Schiefer. In diesem Gang bildet der Antimonglanz eine Reihe von Säulen, deren Mächtigkeit 30 cm erreichen kann; sie werden durch taube Gangpartien voneinander getrennt. Der Silbergehalt des Antimonglanzes scheint etwas höher zu sein als derjenige der Lagerstätten von Mercoeur.

Der Gang von Valadou wird durch einen h 2 streichenden Quarzgang mit Antimonerznestern durchschnitten.

Die Gruppe von La Licoulne besteht aus einer Anzahl unregelmäßig angeordneter Gänge, von denen die beiden wichtigsten auf mehr als 300 m flache Tiefe untersucht wurden.

Bei Malbosc (Ardèche) (siehe Literatur Nr. 1) durchsetzen Antimonglanzquarzgänge mit nordöstlichem Streichen Glimmerschiefer, die in geringer Entfernung von der Grube auf dem Granit von La Lozère auflagern. Interessant ist, daß diese Gänge etwas Kalkspat und Schwerspat führen. Der Antimonglanz erscheint entweder in Form gut begrenzter Nester oder in sehr unregelmäßigen Trümern, die 10—20 cm Stärke erreichen. Das Auftreten dieser Trümer ist sehr unregelmäßig und verschieden, bald liegen sie am Hangenden, bald am Salband des Quarzganges, häufig gabeln sie sich oder verlieren sich vollständig. Diese Unregelmäßigkeit ist die Ursache, daß der Bergbau auf diesen Lagerstätten immer wieder zum Erliegen kommt.

Von großem Interesse sind die Vorkommen Japans (siehe Literatur Nr. 10). Die Lagerstätten bilden auch hier im allgemeinen Gänge, die mesozoische und paläozoische Schichten, dagegen sehr selten kristalline Schiefer oder tertiäre Gesteine durchschneiden. Man findet sie häufig in den Sedimenten in der Nähe der Grenze gegen intrusive Quarzporphyre oder in den Eruptivgesteinen selbst. Während die Gebiete mesozoischer Schichten Japans sich im allgemeinen durch Armut an andern nutzbaren Schwermetallen auszeichnen, sind sie verhältnismäßig antimonreich. Die hauptsächlichsten Lagerstätten kommen bei Kano in der Provinz Suwo vor, wo man einen in mesozoischen Schichten aufsetzenden Gang ausbeutet; andere Gangvorkommen liegen bei Hanta in der Provinz Yamato (mesozoische Schichten), bei Taguchihara in der Provinz Hyuga (mesozoische Schichten), bei Ichinokawa in der Provinz Jyo (kristalline Schiefer und mesozoische Schichten), bei Nakase in der Provinz Tajima (paläozoische Schichten), bei Nakagawa in der Provinz Tajima (paläozoische Schichten), bei Arahira in der Provinz Hyuga (paläozoische Schichten) und endlich bei Amatsutsumi in der Provinz Hyuga (Quarzporphyr).

In geographischer Beziehung finden sich die Lagerstätten namentlich im südjapanischen Bogen und besonders häufig an dessen Außenseite.

Die Antimonerz-Produktion Japans betrug im Jahre 1907 562 long t, im Jahre 1908 537 long t.

Die Antimonerzvorkommen Kleinasiens.

Literatur.

Br. Simmersbach, Die nutzbaren mineralischen Bodenschätze in der kleinasiatischen Türkei. Zeitschr. f. das Berg-, Hütten- und Salinenwesen 1904, Bd. 52, S. 515. — Derselbe, Die wirtschaftliche Entwicklung einiger Bergbaubetriebe in der Türkei. Verhandlungen des Vereins zur Beförderung des Gewerbefleißes, Jahrgang 1905, S. 487 (siehe hier auch andere Literatur). — K. Schmeißer, Bodenschätze und Bergbau Kleinasiens. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 186.

Die Antimonerzvorkommen Kleinasiens liegen in den Wilajets Brussa, Smyrna und Siwas.

Im Wilajet Brussa baut 24 km östlich von Gedis am südwestlichen Abhang des Kysyl-Daghs das Antimonerzbergwerk Gômetschiftlik-Antimon-Madên, welches der Zivilliste des Sultans gehört, auf 0,1—2 m mächtigen Gängen. Die Jahresproduktion beträgt 500 t Erz.

0,5 km südlich von Demirkapu liegen Bergwerke bei Irvindi und Sülukkoi.

Im Wilajet Smyrna beutet 20 km südöstlich von Oedemisch und 100 km ostsüdöstlich von Smyrna am Nordwestabhange des Baliamboli-Daghs die Antimongrube Tschinlikaja einen Doppelgang aus, dessen Ausgehendes auf 2 km Länge verfolgt werden kann. Die Mächtigkeit der Lagerstätte wechselt zwischen einigen Zentimetern und einigen Metern. Man gewann hier im Jahre 1898 500 t Erz im Werte von 120 000 Mark. In demselben Wilajet liegen außerdem die Gruben von Allkhar in der Nähe von Rozsdan und Aidin und endlich die Geramos- und die Kordeliogrube.

Im Wilajet Siwas hat man Antimonerz bei Karahissar aufgeschlossen.

Berühmt ist die Antimonerzlagerstätte von Allkhar bei Rozsdan in Mazedonien nordwestlich von Saloniki. Da aber jede quarzige Gangart fehlt und das Nebengestein im Liegenden aus Kalkstein besteht, kann es sich hier auch um ein metasomatisches Vorkommen handeln.

Andere Antimonerzgänge sind im Norden von Korsika auf dem Cap Corse bei Bastia in archäischen Serizitschiefern gefunden worden.

Bei Su Suergiu auf Sardinien treten in Graphitschiefern und Kalkphylliten vielleicht silurischen Alters linsenförmige Massen von Antimonglanz und Schwefelkies in einer mehrere 100 m langen und 40 m breiten Zone auf.

In Toskana wurde ein 1 km langer Gang in eozänen und miozänen Schichten nachgewiesen.

In Portugal kennt man eine Reihe von Vorkommen bei Casa Branca, Oporto und Alcoutim, welche zum Teil goldführend sind.

Metasomatische Antimonerzgruppe.

Literatur.

Buff, Geogn. Bemerkungen über das Vorkommen von Spießglanzerzen auf der Grube Caspari bei Wintrop und auf der Grube Unverhofft Glück bei Nuttlar im ehemaligen Herzogtum Westfalen. Karstens Arch. für Bergbau und Hüttenwesen 1827, XVI. — F. M. Simmersbach, Das Antimonerzvorkommen auf der Casparizeche bei Arnsberg in Westfalen. Jahrb. der Bergakademie zu Leoben 1870, XIX. — H. B. v. Foullon, Ueber Antimonit und Schwefel von Allchar bei Rozsdan in Mazedonien. Verhandlungen der k. k. Geol. Reichsanst. 1890, S. 318. — Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe, sowie der Fürstentümer Waldeck und Pyrmont 1890, S. 158. — R. Hofmann, Antimon- und Arsenerzbergbau „Allchar" in Mazedonien. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1891, Bd. XXXIX. — B. Lotti, Die Zinnober und Antimon führenden Lagerstätten Toskanas und ihre Beziehungen zu den quartären Eruptivgesteinen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 41.

Die geologische Position der hierher zu rechnenden Vorkommen ist noch unsicher und fraglich; mutmaßlich sind sie durch Verdrängung von Kalken und Dolomiten verschiedenen geologischen Alters entstanden. Gewöhnlich zeichnen sie sich durch das Fehlen von Gangart aus. In der Nähe der Tagesoberfläche sind sie zu Antimonocker zersetzt, häufig entstanden hierbei aus dem Kalkstein Gips und Dolomit.

Wahrscheinlich gehört hierher das Vorkommen von Allkhar in Mazedonien, auf welches bereits oben kurz hingewiesen wurde.

Das Hangende der Lagerstätte besteht aus Glimmerschiefern, während das Liegende von Dolomit und Kalk gebildet wird. Die Erze treten frei von Gangart in Schnüren und Linsen auf, und zwar findet sich hier neben Antimon- auch Arsenerz.

Die Mächtigkeit des derben Erzes kann $1^1/_2$ m erreichen, die streichende Ausdehnung der Lagerstätte ist auf 4 km nachgewiesen. In der Nähe des Erzes ist der Dolomit hochgradig zersetzt, und es zeigen sich Neubildungen von Schwefel und Gips. Ein Teil der Erzmasse besteht aus Realgar und Auripigment.

Das Vorkommen von Cetine di Cotorniano der italienischen Provinz Siena tritt zwischen eozänem Kalk und permischem Schiefer auf. Man findet Hornstein oder lyditähnlichen Quarz, der von langen Antimonglanzkristallen, Rotspiesglanz, Schwefel, Quarzkristallen, Kalkspat u. s. w. durchsetzt wird.

Bis zu einem gewissen Grade fraglich bleibt die geologische Position der Lagerstätte der Casparizeche bei Arnsberg in Westfalen, welche in der Literatur im allgemeinen als Lager beschrieben wird, von Bergeat in seiner Lagerstättenlehre als gangartiges Vorkommen skizziert ist, nach Kruschs Ansicht aber eine metasomatische Lagerstätte darstellt.

Die Erze treten in den Kulmplattenkalken auf, die die östlichste Spitze des nach Osten einsinkenden Arnsberger Gebirgssattels bilden und

nach ihrem Untertauchen von jüngeren Schichten, und zwar vorzugsweise dem „Flözleeren“ (Oberkarbon) bedeckt werden.

Ein in der Gegend der Casparizeche anzunehmender Kulmluftsattel verbindet die erhalten gebliebenen Nordwest- und Südostflügel des Sattels, von denen der letztere auf etwa 1100 m Länge durch den Bergbau aufgeschlossen ist. Der Hauptsattel zeigt eine große Anzahl von Spezialsätteln und Falten, die von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt werden.

Die Kalke erscheinen in der Nähe der Erzvorkommen dunkel und zersetzt. Man kennt auf dem Südostflügel fünf erzführende Schichten mit Antimonglanz, die unregelmäßige, 5—15 cm mächtige Antimonerzausscheidungen enthalten; von ihnen aus setzen Trümer in den Kalk hinein, der wiederum Einsprengungen von Erzen enthält. Auf dem Nordwestflügel sind die Erze unrein und bestehen meist aus Antimonocker.

Bergbau findet auf dieser Lagerstätte nicht mehr statt.

Berichtigung.

In der Tabelle Seite 78 letzte Zeile:

unter	Peru	statt	218	lies	202,
„	Chile	„	202	„	44,
„	Argentinien	„	2	„	4.

Die Eisenerzganggruppe.

Allgemeines.

Die Zahl der durch Bergbau ausgebeuteten Eisenerzgangdistrikte ist keine bedeutende, da die Eisenerzvorkommen magmatischer, kontaktmetamorpher, metasomatischer und sedimentärer Entstehung derartige Eisenmengen konzentriert enthalten, daß ein Gang nur in den seltensten Fällen die Bedingungen der Bauwürdigkeit erfüllt.

Die Entstehung der Eisenerzgänge dürfte je nach der Art des Erzes eine etwas verschiedene sein; im allgemeinen kommen nur Roteisen-, bezw. Eisenglanz- und Spateisensteingänge in Betracht. In den meisten Gangdistrikten sind die Lagerstätten zweifellos durch Lösungen entstanden, welche aus der Tiefe aufstiegen.

In einer Reihe von Fällen, wie z. B. im Siegerland und im Harz, läßt sich entweder beweisen oder als wahrscheinlich hinstellen, daß die Gangfüllung ein hohes Alter hat.

In Deutschland ist die recht verbreitete Devonformation durch ihren Reichtum an Eisenerzlagern besonders ausgezeichnet, auch ein großer Teil der deutschen Eisenerzgänge hat devonisches Alter; sie stehen wenigstens zum Teil in genetischer Beziehung zu älteren Eruptivgesteinen.

Da in manchen Gangdistrikten Roteisen- und Spateisensteingänge nebeneinander auftreten, dürften beide Erze durch dieselben Lösungen gebildet worden sein. Welche Ausfällungsmittel dann aber die verschiedenen Erze entstehen ließen, ist noch nicht geklärt und bedarf weiterer Untersuchungen.

Spateisenstein scheidet sich aus einer Eisenbikarbonatlösung bei Abwesenheit von Sauerstoff dann aus, wenn der überschüssige Teil an Kohlensäure, der auf das Eisenoxydulkarbonat lösend wirkt, entweicht. Das kann durch einfache Zirkulation der kohlensäurereichen Minerallösungen aus der Tiefe nach der Oberfläche stattfinden; während in der Tiefe die unter hohem Druck befindliche Kohlensäure das Eisenoxydulkarbonat in Lösung hält, muß bei einer gewissen oberen Teufe ein Teil der Kohlensäure infolge des geringeren Druckes entweichen und Spateisenstein zur Ausfällung kommen.

Die Form der Eisenerzgänge ist meist die des einfachen Ganges mit deutlicher Begrenzung im Hangenden und Liegenden; die Gänge haben gewöhnlich nur eine auf einige hundert Meter beschränkte streichende Ausdehnung. Oft sind sie aber zu Gangzügen oder -schwärmen geschart, die dann wie beispielsweise im Siegerland oder in der Zips Kilometerlänge erreichen können.

Die Erstreckung in die Tiefe ist, wenn man ausschließlich die Gangspalte in Betracht zieht, häufig eine bedeutende. Anders liegen die Verhältnisse, wenn man die Gangfüllung bezw. die Bauwürdigkeit der Lagerstätten betrachtet. Infolge des harten Wettbewerbs, welcher dem Eisenerzgangbergbau durch den meist leichteren Abbau der übrigen obengenannten Eisenerzlagerstätten bereitet wird und des schnellen Wachsens der Unkosten mit der Tiefe der Gruben, ist man gezwungen, manchen Eisenerzgang aufzugeben, obgleich die Eisenerzführung noch nicht aufgehört hat.

Die tiefsten Gruben im Siegerlande haben 425 m Tiefe, während die Stollen in der Zips ca. 400—600 m unter den höchsten Berggipfeln eindringen.

Da die Eisenerzgänge häufig ein hohes geologisches Alter haben, erscheinen sie durch die jungen Gebirgsbewegungen sehr stark beeinflußt. So finden wir neben den fast nie fehlenden gewöhnlichen Verwerfungen und Ueberschiebungen die an und für sich nicht häufigen Beispiele von Faltungserscheinungen an Erzgängen, außerdem hochgradige Störung in der Fallrichtung durch die vertikalen und in der Streichrichtung durch die horizontalen Verschiebungen, so daß in vielen Fällen eine vollständige Zerstückelung des ursprünglich einheitlichen Erzkörpers eingetreten ist.

Die Verteilung der Erze in der Gangfüllung ist nicht regelmäßig. Häufig hat man den Eindruck, als ob ursprünglich eine ziemlich einheitliche Ausfüllung der Gangmasse vorgelegen habe, die jedenfalls einheitlicher war als die heutige. Als Folgeerscheinungen der eben erwähnten jüngeren Gebirgsbewegungen drangen häufig und wiederholt nach der ersten Ausfüllung Minerallösungen in die Gangfüllung ein und verdrängten die ursprüngliche Gangmasse. Bestand z. B. die erste Ausfüllung aus viel Spateisenstein und wenig Quarz, so wurde häufig in einer jüngeren Epoche ein großer Teil des Spateisensteins durch Quarz ersetzt. Infolgedessen sehen wir vielfach bei Spateisensteingängen regellos im Streichen und Fallen reiche Partien reinen Spateisensteins mit verquarzten abwechseln. Bei der Verwitterung und Abtragung der Vorkommen werden die Spateisensteinpartien eines solchen Ganges leicht zerstört, während die verquarzten Teile als Mauern herausmodelliert auf dem Bergrücken stehen bleiben.

Wenn es nun auch wahrscheinlich ist, daß die quarzführenden Lösungen aus der Tiefe kamen, so gilt trotzdem nicht der häufig angewandte Satz, daß ein Spateisensteingang, welcher oben verquarzt erscheint, nach der Tiefe nie wieder gut wird, denn bei der inneren Gangmetasomatose wird nicht gleichmäßig die ganze Gangfüllung von unten nach oben verdrängt, sondern je nach den örtlichen Umständen setzt der Prozeß an gewissen Punkten in verschiedenen Teufen ein, während zwischen den Verdrängungszonen noch die ursprüngliche Gangart erhalten bleiben kann.

Interessanter als die Verquarzung erscheinen die komplizierten primären und sekundären Gangfüllungs- und Verdrängungsprozesse durch sulfidische Erze.

Im Gegensatz zu der nachträglichen Verdrängung ist in vielen Fällen zugleich mit dem Spateisenstein eine geringe Menge verschiedener

Sulfide, und zwar namentlich von Schwefelkies und vielleicht auch Kupferkies zur Ausscheidung gelangt, die als Imprägnation in dem Spateisenstein auftritt. Beide Bestandteile verschlechtern, wenn eine gewisse Grenze überschritten wird, die Qualität des Erzes und können die Lagerstätte schließlich sogar unbauwürdig machen; Kupferkies ist dabei schädlicher als Schwefelkies.

Da, wo Spateisenstein geröstet wird, schadet der Schwefelgehalt der beiden Sulfide wenig, man sieht bisweilen sogar einen sehr geringen Prozentsatz von Schwefelkies recht gern, weil dadurch die Erze beim Rösten poröser werden. Anders liegt der Fall bei Kupferkies, wo, abgesehen vom Schwefel, noch das Kupfer schädlich einwirkt. Nach dem heutigen Stande der Hüttentechnik kann man annehmen, daß Spateisenstein mit bis 0,4 Proz. Kupfer noch genommen wird, kupferreicherer dagegen schwer Absatz findet.

Es gibt also in einzelnen Gangdistrikten häufiger Lagerstätten, die früher auf Eisenerz gebaut wurden, in etwas größerer Tiefe aber eingestellt werden mußten, weil der Kupfergehalt die zulässige Grenze überschritt.

Bei den Kupfererzgängen werden wir zeigen, daß Spateisensteingänge durch Zunahme des Kupferkieses ganz allmählich in Kupfererzlagerstätten mit beispielsweise durchschnittlich 3,5 Proz. Kupfer übergehen und große wirtschaftliche Bedeutung erlangen können.

Abgesehen von diesen primären Sulfiden kommen nun aber auch sekundäre, wie Bleiglanz, Zinkblende und auch Kupferkies auf Eisensteingängen vor. Sie sind das Produkt jüngerer Minerallösungen und erweisen sich als solche häufig schon dadurch, daß sie an den Salbändern des Spateisensteinganges oder innerhalb der alten Gangfüllung in besonderen Trümern auftreten.

Schwieriger ist das Altersverhältnis zu erkennen, wenn eine derartige Durchtrümerung der ganzen Spateisensteinmasse stattgefunden hat, daß die ältere Gangfüllung und namentlich der Spateisenstein zum großen Teil verdrängt wurde. Diese Verdrängung kann mehr oder weniger vollständig sein.

In den Gängen von Mitterberg bei Bischofshofen fand Krusch beispielsweise Gangstücke, welche heute eine typische aus Quarz und Kupferkies bestehende Kupfererzfüllung zeigen, ursprünglich aber, wie sich aus unscheinbaren Resten ergibt, einem Karbonatgang angehörten.

Oft sind die Sulfide auf Spateisensteinlagerstätten besonders reichlich in den oberen Teufen, obgleich die Schwermetalllösungen zweifellos aus der Tiefe stammen. Bei der Beurteilung der Erze muß also auf den hierher gehörigen Gängen von hohem geologischen Alter das verschiedene Alter der Gangfüllung genauest berücksichtigt werden. — Auf den Eisenerzgängen kommen zwar außer den genannten Gangsulfiden noch einige andere vor, spielen aber keine wesentliche Rolle.

Auch bei den Gangarten muß zwischen primären und sekundären unterschieden werden. Stets steht an erster Stelle der Quarz; Karbonate sind seltener; da wo sie auftreten, finden sich besonders gern isomorphe Mischungen von kohlensaurem Kalk, kohlensaurer Magnesia und kohlensaurem Eisenoxydul in den verschiedensten Verhältnissen.

Da es sich meist um einfache Gänge handelt, spielen die Ganggesteine in der Regel keine bedeutende Rolle; sie stellen Schollen dar, die meist aus dem Hangenden in die Gangspalte hineingebrochen sind.

Die Verwachsung der Füllung der Eisenerzgänge erscheint wegen der Wirkungen der inneren Gangmetasomatose kompliziert. Nicht selten findet man als älteste Verwachsungsart die Lagenstruktur in Form einer Bänderung des Spateisensteins mit Einsprengungen, die aus Sulfiden bestehen. Durch die Gangmetasomatose entstand dann weiter je nach den Verdrängungsformen die sekundär-massige Verwachsung oder die sekundäre Breccienstruktur, wenn eckige Reste der ersten Gangfüllung in großer Zahl erhalten blieben und schließlich als Extrem der Verdrängung eine einheitliche Gangfüllung, da, wo beispielsweise Quarz den Spateisenstein vollständig beseitigte.

Drusige Ausfüllung ist charakteristisch für die Oxydationszone dieser Lagerstätten, welche sich durch Stalaktiten und die Glaskopfstruktur auszeichnet.

Die primären und sekundären Teufenunterschiede. Primäre Teufenunterschiede sind bei den Spateisensteingängen insofern beobachtet worden, als nach der Tiefe häufig edle Partien von quarzreichen abgelöst werden. Da die Verquarzung meist sekundär ist und in vielen Fällen nur lokal Platz gegriffen hat, können verquarzte Spateisensteingänge nach der Tiefe wieder bauwürdig werden.

Die metasomatischen Verdrängungsprozesse, auf denen die Verquarzung zum großen Teile beruht, sind abhängig von der größeren oder geringeren Widerstandsfähigkeit, die ihnen die umzuwandelnden Erze entgegensetzen. Reiner Spateisenstein kann sich, obwohl er in chemischer Beziehung ziemlich gleichmäßig ist, infolge verschiedener Struktur u. s. w. trotzdem bei einer derartigen Verdrängung ganz verschieden verhalten, so daß allein aus diesem Grunde umgewandelte Partien mit reinen Erzpartien nach der Tiefe abwechseln können.

Ein anderer primärer Teufenunterschied kann in der Art der Verteilung des geringen Kupfer- und Kiesgehaltes der Spateisensteingänge zum Ausdruck kommen. Beide können nach der Tiefe ab- oder zunehmen. Aehnliche Verhältnisse sind bei den gelegentlich beibrechenden Kobalterzen zu beobachten. So fand man z. B. bei Dobschau in Oberungarn zuoberst Eisenerze, darunter Kupfererze und in noch größerer Tiefe Kobalt- und Nickelerze. Anderseits gibt es aber Gänge, bei denen die Kobalterze einer höheren Teufe als Spateisen angehören, oder bei denen es sich um eine sich wiederholende Folge von Kobalt- und Nickelerz bezw. Eisenerz handelt.

In den Fällen, wo geringe Mengen von Blei- und Zinkerzen dem Spateisenstein beibrechen, muß zunächst die Frage beantwortet werden, ob es sich wie in vielen Fällen um einen jüngeren sulfidischen Absatz handelt, der als Folgeerscheinung des Wiederaufreißens der Gangspalten zu deuten ist, oder ob die Sulfide mit dem Spateisenstein gleichaltrig sind. Im ersteren Falle entstehen Pseudoteufenunterschiede, bei denen keinerlei Gesetzmäßigkeit obzuwalten braucht — meist kamen allerdings die

Sulfide vorzugsweise in oberen Teufen zum Absatz —, in letzterem Falle sind unsere Erfahrungen noch nicht ausreichend, um eine bestimmte Erfahrung aufstellen zu können; Tatsache ist aber jedenfalls, daß wir auf den Blei-Zinkerzgängen seltener über, recht häufig aber unter der Blei-Zinkerzteufe Spateisenstein finden.

Daß Spateisenstein durch die Atmosphärilien hydratisiert und oxydiert wird, ist eine bekannte Tatsache. Die Höhe der Oxydationszone der Gänge ist verschieden und hängt vom Klima und von dem Verhältnis der Abrasionstätigkeit zu dem Fortschritt der Oxydation ab. Jedenfalls sind Umwandlungen von Spateisen in Brauneisen am Ausgehenden bis 10, ja sogar bis 50 m Tiefe keine Seltenheit. In mineralogischer Beziehung sind diese chemisch-geologischen Prozesse deshalb interessant, weil Eisen und Mangan, die im Spateisenstein gemeinsam enthalten sind, bei der Oxydation sich häufig trennen. Die bei diesem Verwitterungsprozeß entstehenden Erze sind vorzugsweise Gele, d. h. es bilden sich vor allen Dingen amorphes Brauneisen und amorphe Manganerze, wie Psilomelan, Wad u. s. w. In diesen amorphen Massen entstehen dann weiter durch Umkristallisation nach den Untersuchungen von Cornu die verschiedenen Formen des kristallinen Brauneisens, und zwar besonders häufig brauner Glaskopf; sie füllen die Hohlräume und Trümer in den amorphen Eisenerzmassen aus. In analoger Weise bilden sich aus dem amorphen Manganerz kristalline Formen, wie beispielsweise Pyrolusit u. s. w. Von Wichtigkeit für den Berg- und Hüttenmann ist die poröse und löchrige Struktur des Brauneisenhutes dieser Eisenerzgänge. — Bisweilen entstehen bei der Zersetzung des Spateisens auch unmittelbar ohne gelartige Zwischenstufe kristalline Erze wie Manganit oder Pyrolusit.

Im Gegensatz zum Spateisenstein, welcher meist nur bis 2 Proz. Feuchtigkeit enthält, hat das Brauneisen mindestens 8, eventuell sogar 15 und mehr Prozent Wasser, so daß also bei größeren Entfernungen zwischen Grube und Hütte erheblichere Frachtkosten hierdurch entstehen. Infolge der leichten Gewinnbarkeit arbeitet der Bergmann lieber im eisernen Hut als im Spateisenstein; indessen lehrt die Erfahrung, daß bei bedeutenderer Mächtigkeit des Spateisensteins die Abbaukosten in ihm nicht in solchem Umfange steigen als der Praktiker gewöhnlich anzunehmen geneigt ist. Wenn auch Brauneisen außerdem einen höheren Eisengehalt hat als Spateisenstein, so wirkt doch die oben angegebene Differenz im Wassergehalt zum Teil ausgleichend. Ist der zu gewinnende Spat rein, so ist im ganzen der Unterschied zwischen den Bergbauunkosten in der primären Zone gegenüber denjenigen in der Oxydationszone kein sehr bedeutender.

Eine Zementationszone kennt man, in bezug auf den Eisengehalt, auf diesen Lagerstätten nicht, vielmehr folgt unter der Oxydationszone unmittelbar die primäre. Ist aber ein geringer Kupfergehalt im primären Erz vorhanden oder findet sich eventuell Silber als Beimengung von Bleiglanz und Zinkblende, so kann zwischen der Oxydations- und primären Zone eine wenn auch nur unbedeutende Kupfer- und Silberzementationszone auftreten. In solchen Fällen übersieht der Bergmann häufig wegen

des in dieser Zone unzersetzten Spateisensteins die sekundären Metallverschiebungen.

Eine derartige Kombination von frischem Spateisenstein mit zementierten Erzen ist aber nichts Seltenes, da die Entstehung der Zementationszone die Abwesenheit von Sauerstoff voraussetzt (Bd. I, S. 129 u. 133), treten doch hier nur Reduktionswirkungen auf, die dem Spateisenstein nichts anhaben können.

Wegen des in der Einleitung angedeuteten geringen Wertes des Spateisensteins sind nur solche Gänge zum Abbau geeignet, die eine größere Mächtigkeit aufweisen. Wenn wir also nur wenige Spateisenstein-Gangdistrikte kennen, so liegt das nicht an der geringen Zahl von Spateisensteingängen an sich, sondern vor allen Dingen an den hohen Anforderungen, die an die Bauwürdigkeit einer derartigen Lagerstätte gestellt werden.

Es scheiden von vornherein selbst mächtigere Gänge aus, die ungünstig für den Verkehr oder fern von Kohlenlagerstätten und reichen Holzdistrikten liegen. Ist Brennmaterial billig zu beschaffen, oder die Entfernung zwischen Grube und Hütte sehr groß, so wandelt man den Spat in der bekannten Weise in Rostspat um und erhält dann ein in chemischer Beziehung dem Magneteisen nahestehendes Erz, dessen Eisengehalt sich durch Multiplikation mit 7/5 bis 13/10 aus dem Eisengehalt des Spateisens ermitteln läßt. Aber selbst in zivilisierten Ländern mit guten Verkehrsverhältnissen kann man nicht an die Gewinnung wenig mächtiger Spateisensteingänge denken, da die Gewinnungskosten im Verhältnis zum Wert des Erzes zu hoch werden.

Die Folge hiervon ist, daß wir in Europa nur zwei große in Betrieb stehende Spateisenstein-Gangdistrikte haben, nämlich im Siegerland und im Zips-Görmörer Komitat im Oberungarischen Erzgebirge.

Von Interesse sind der Phosphor-, Mangan- und Schwefelgehalt der Spateisensteine.

Der Phosphorgehalt betrug im Siegerlande im größten Teile der Förderung, nämlich in 1 862 244 t 0,05 Proz., in 110 708 t 0,05—0,75 Proz. und in 9850 t 0,75—1 Proz.

Der Mangangehalt ist in der Regel recht hoch, und zwar durchschnittlich gerechnet höher als bei den meisten anderen Eisenerzen. Dies beruht darauf, daß bei der Bildung des Spateisensteins die in Lösung befindliche Menge $MnCO_3$ gleichzeitig mit $FeCO_3$ ausgefällt wird, während das Mangan bei der oxydischen Ausfällung nicht gemeinschaftlich mit dem Eisen niedergeschlagen wird. Im Siegerland steigt der Mangangehalt bis 12 Proz. Es empfiehlt sich deshalb, die Grenze der Eisenerze mit Mangangehalt gegenüber den Eisen-Manganerzen bei 12 Proz. Mangan zu setzen. Das Siegerländer Normalerz, welches den Berechnungen zugrunde gelegt wird, hat 9 Proz. Mangan, in der Zips beträgt der Mangangehalt bis 2 Proz.

Der Schwefelgehalt wechselt in den Spateisensteinen sehr. Es ist hier zu unterscheiden zwischen solchen Erzen, die ohne weitere

Verarbeitung verhüttet werden und nur wenig Schwefel haben dürfen, und solchen Spaten, die abgeröstet werden. Die letzteren können, wie wir oben ausführten, mehr Schwefelkies haben, da der Schwefel zum größten Teil beim Rösten verflüchtigt wird und der Eisengehalt des Kieses denjenigen des Erzes noch erhöht.

Die Preise des Spateisensteins loco Grube schwanken mit der Entfernung von der Hütte. Sie werden z. B. vom Siegerländer Eisensteinsyndikat auf Grund des Normalerzes bestimmt und je nach dem Verhältnis von Produktion und Nachfrage reguliert. Es kommen hier innerhalb weniger Jahre Schwankungen zwischen 195 und 130 Mark pro 10 t vor.

Da bisher fast ausschließlich die Eigenschaften der Spateisensteingänge besprochen wurden, muß noch kurz auf die gangförmigen Rot- und Magneteisenvorkommen eingegangen werden.

Die Rot- und Magneteisenerzgänge gehören meist zu den einfachen, und zwar ist Magneteisen noch bedeutend seltener auf normalen Erzgängen als Roteisen bezw. Eisenglanz.

Die Mächtigkeit dieser Gänge ist gewöhnlich gering und bleibt meist unter 1 m.

Das Eisenoxyd kommt selten in Kristallen als Eisenglanz vor, sondern es bildet meist dichtes, erdiges oder fasriges Roteisen. Als Gangart findet man Quarz, Hornstein und Eisenkiesel. Karbonate und Schwerspat sind selten.

Kommt Magneteisen mit Roteisen vergesellschaftet auf demselben Gange vor, so ist — namentlich wenn Eruptivgesteine in der Nähe sind — zu untersuchen, ob der Magnetit primär ist oder durch Kontaktwirkung sekundär aus Roteisen u. s. w. entstand.

Primäre Teufenunterschiede sind bei gemeinsamem Auftreten von Roteisen mit Manganerz häufiger derart zu beobachten, daß Mangan eine höhere Teufe als Eisen bildet.

Man nahm früher an, daß Roteisen und Eisenglanz durch die Atmosphärilien nicht wesentlich beeinflußt würden. Die Erfahrung hat aber gezeigt, daß auch Roteisen und Eisenglanz häufiger an der Tagesoberfläche in Brauneisen übergehen, daß also derartige Lagerstätten denselben Brauneisenhut haben können wie die Spateisensteingänge; ja sogar das auf Gängen seltene Magneteisen geht durch den Einfluß der Tagewässer in Brauneisen über.

Das Siegerland.

Literatur.

Zusammenfassende Arbeiten: K. Schmeißer, Ueber das Unterdevon des Siegerlandes und die darin aufsetzenden Gänge, unter Berücksichtigung der Gebirgsbildung und der genetischen Verhältnisse der Gänge, mit einem Anhange: „Die Mineralien des Siegerlandes". Jahrbuch der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für das Jahr 1882, S. 48—148. — C. Leybold, Geognostische Beschreibung des Ganggebietes der Eisenerzgruben Wingertshardt, Friedrich, Eisengarten, Eupel und Rasselskaute bei Wissen a. d. Sieg. Ebenda, S. 1—47. — A. Ribbentrop, Beschreibung des Bergreviers Daaden-Kirchen. Herausgegeben vom Königl. Oberbergamt. Bonn 1882. — E. Buff, Beschreibung des Bergreviers Deutz. Herausgegeben vom

Uebersichtskarte der Siegerländer
nach den Gangkarten der amtlichen

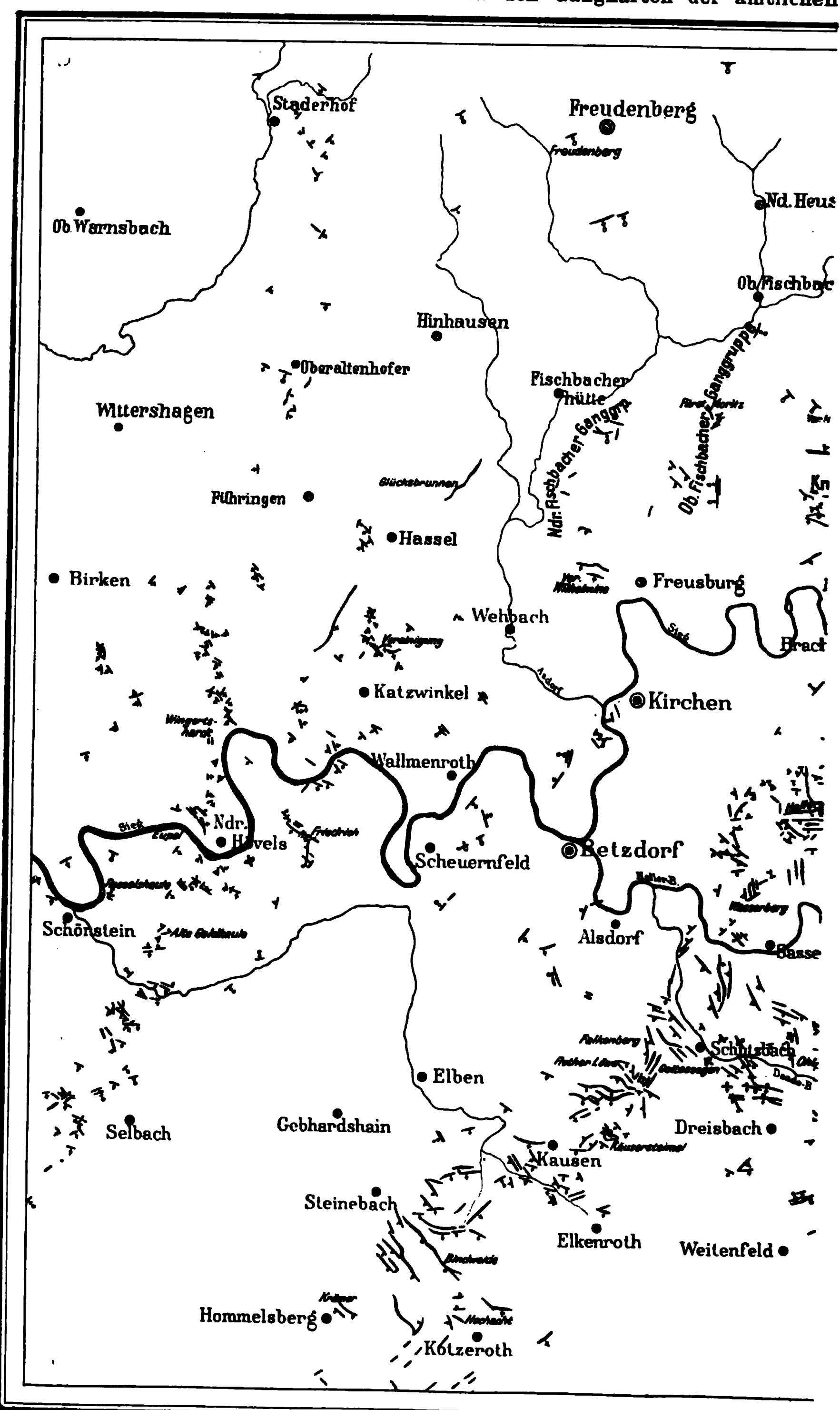


Fig. 67.

Spateisensteingänge
Bergrevierbeschreibungen.

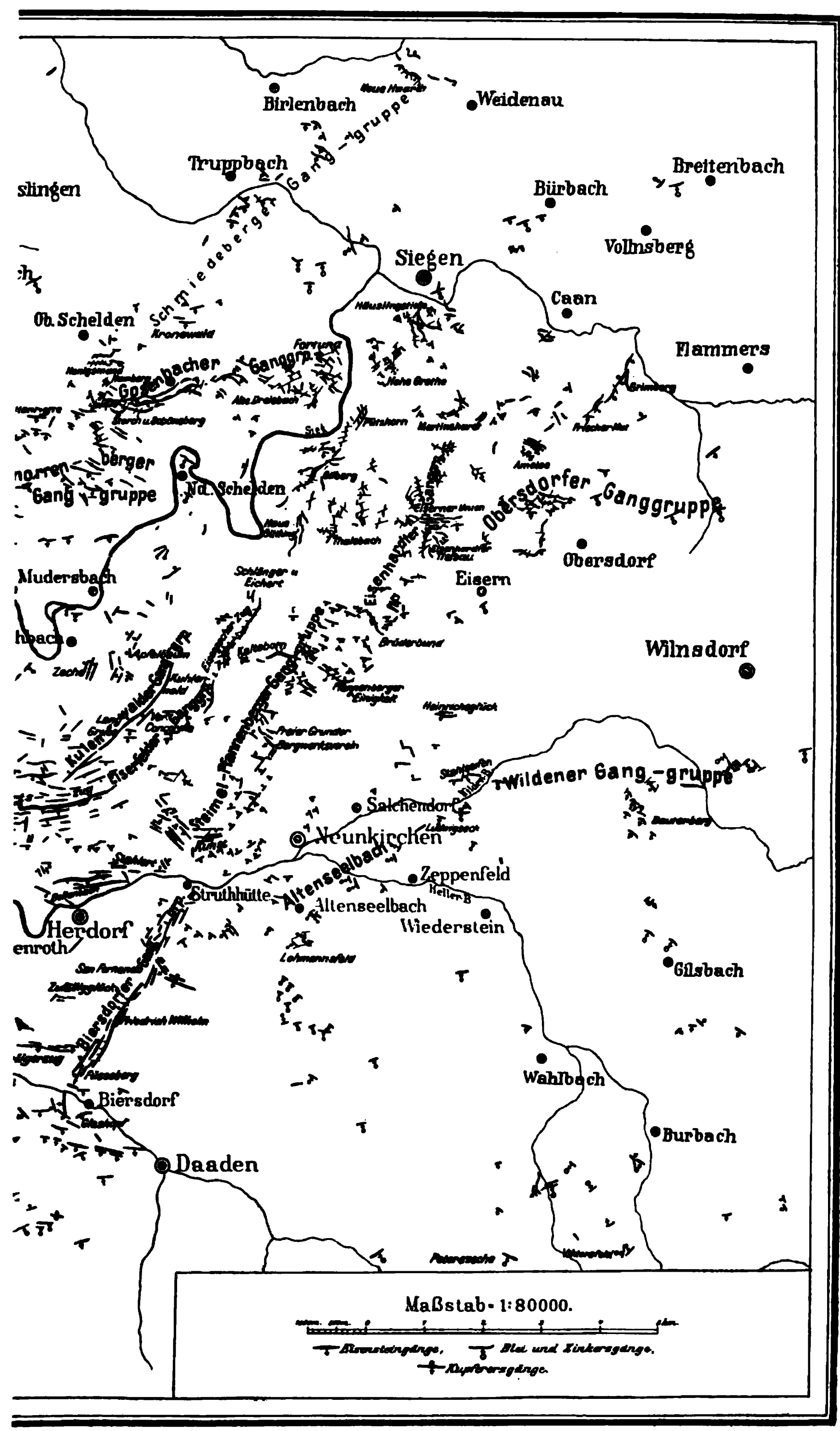


Fig. 67.

Königl. Oberbergamt. Bonn 1882. — Fr. L. Kinne, Beschreibung des Bergreviers Ründeroth. Herausgegeben vom Königl. Oberbergamt. Bonn 1884. — G. Wolf, Beschreibung des Bergreviers Hamm. Bonn 1885. — Hundt, Gerlach, Roth und W. Schmidt, Beschreibung der Bergreviere Siegen I, Siegen II, Burbach und Müsen. Herausgegeben vom Königl. Oberbergamt. Bonn 1887. — Haege, Die Mineralien des Siegerlandes und der angrenzenden Bezirke. Siegen 1887. — K. Diesterweg, Beschreibung des Bergreviers Wied. Herausgegeben vom Königl. Oberbergamt. Bonn 1888. — E. Schulze u. a., Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe. Herausgegeben vom Königl. Oberbergamt. Bonn 1890. — Ulrich, Holzapfel, Körfer u. a., Beschreibung der Bergreviere Wiesbaden und Diez. Herausgegeben vom Königl. Oberbergamt. Bonn 1893. — W. Bornhardt, Ueber die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Herausgegeben von der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Archiv für Lagerstättenforschung, Teil I. Berlin 1910. Teil II mit einem Anhang von P. Krusch, Die mikroskopische Untersuchung der Gangausfüllungen des Siegerlandes und seiner Umgebung und mit Gangbildern von Baumgärtel. Berlin 1912.

Spezialuntersuchungen: A. Denckmann, Zur Geologie des Müsener Horstes. Monatsberichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1906, S. 93. — Derselbe, Mitteilungen über eine Gliederung in den Siegener Schichten. Jahrbuch der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für das Jahr 1906, Bd. XXVII, Heft 1. — Derselbe, Ueber die geologischen Verhältnisse der Grube Kuhlenberg bei Welschenennest. Als Manuskript gedruckt 1906. — Derselbe, Ueber das Nebengestein der Siegerländer Gänge. Vortrag, gehalten im Verein Berggeist in Siegen. Als Manuskript gedruckt 1906. — Derselbe, Die Ueberschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg a. d. Sieg und Bilstein im Kreise Olpe. Festschrift zum siebzigsten Geburtstage von Adolf v. Koenen. Mit einer Uebersichtskarte im Maßstabe von 1 : 500 000. Stuttgart 1907. — Derselbe, Ueber das Nebengestein der Ramsbecker Erzlagerstätten. Jahrbuch der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für das Jahr 1908, Bd. XXIX, S. 243.

Karten: Die zu den Beschreibungen der Bergreviere Siegen I, Siegen II, Burbach, Müsen, Daaden-Kirchen, Hamm, Wied, Olpe und Diez gehörigen Gangarten im Maßstabe 1 : 80 000. — Die Lagerstättenkarte des Bensberger Gangreviers in 6 Blättern und 1 Profiltafel im Maßstabe 1 : 20 000. Bearbeitet von A. Schneider. Herausgegeben vom Königl. Oberbergamte in Bonn 1882. — Die Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands, Abteilung: Rheinland und Westfalen. Lieferung I, 8 Blätter im Maßstabe 1 : 200 000. 1904, II. Auflage 1912. Herausgegeben von der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. — Eine „Gangkarte des Siegerlandes“ im Maßstabe von 1 : 10 000 wird seit dem Jahre 1906 von dem Königl. Oberbergamte in Bonn bearbeitet und von der Geolog. L.-A. herausgegeben.

Im Unterdevon des den südlichsten Teil der Provinz Westfalen bildenden Siegerlandes treten die Eisenerzgänge vorzugsweise in drei Gebieten auf, in einem nördlichen zwischen Müsen und Olpe, einem mittleren zwischen Siegen und Altenkirchen und einem südlichen zwischen Altenkirchen und dem Rhein.

Das Unterdevon, dessen Stratigraphie noch nicht völlig geklärt ist, besteht der Hauptsache nach aus Tonschiefern, die mehr oder weniger sandig sein können, Sandsteinen und Grauwacken. Sie sind zu nordöstlich (h 4) streichenden Sätteln und Mulden gefaltet und von einer großen Anzahl von Störungen beeinflußt worden.

Nach Denckmann treten die Gänge zwar in allen von ihm im Siegerlande unterschiedenen geologischen Stufen vom Gedinnien durch die Siegener Schichten bis in die Koblenzstufen auf, doch nimmt die Mächtigkeit der Gangmittel in den letzteren bedeutend ab.

Neben den Spateisensteingängen setzen im Siegerland auch Blei- und Zinkerzgänge mit Spateisensteinführung auf, die hauptsächlich an den Grenzen der Spateisensteinverbreitungsgebiete in allen Schichten vom untersten Unterdevon bis zum Oberkarbon vorkommen. Sie sind namentlich im Osten, Südwesten und Norden des Gebietes beobachtet worden.

Kupfererzgänge, in denen der Kupfergehalt nach der Tiefe zu durch die Quarzführung verdrängt wird, kommen nur vereinzelt vor. Sie setzen nicht nur im Unter-, sondern auch im Mitteldevon auf und durchqueren die an der Grenze von Mittel- und Oberdevon auftretenden Roteisenerzlager mit den sie begleitenden Diabasen und Schalsteinen. Wo typische Spateisensteingänge in den oberen Teufen in größeren Mengen Kupfererze führten, hörten diese Anhäufungen gewöhnlich am Grundwasserspiegel auf.

Von weiterem Interesse sind die nur in unterdevonischen Schichten bekannten Kobalterzgänge, die auf den Teil des Siegerlandes zu beiden Seiten der Sieg zwischen Siegen und Kirchen beschränkt sind.

Die Verteilung der Spateisensteingänge ist keine regelmäßige; sie sind vielmehr zu Zonen, Schwärmen und Gruppen geordnet, deren Längsrichtung vorwiegend dem Hauptstreichen des Rheinischen Schiefergebirges folgt; zwischen diesen Häufungen kommen außerdem vereinzelte Gänge vor. Innerhalb der Zonen haben die Spaltenfüllungen das verschiedenste Streichen ohne jede Gesetzmäßigkeit; indessen treten einzelne Hauptgänge, über längere Strecken aushaltend, aber ebenfalls im Streichen differierend, besonders hervor. Die von Leybold und Bornhardt vorgeschlagenen Namen „Gangschwärme“ oder „Ganggruppen“ sind deshalb bezeichnender als „Gangzüge“, bei denen man unwillkürlich an mehr oder weniger paralleles Streichen denkt.

Man kann folgende Schwärme oder Gruppen unterscheiden:

Bei den Spateisensteingängen: den Schmiedeberger Schwarm,
„ „ „ „ Gosenbacher „
„ „ „ „ Kulenwalder „
„ „ „ „ Eiserfelder „
„ „ „ „ Biersdorfer „
„ „ „ „ Eiserner „ und
„ „ „ „ Müsen-Silberberger „ u. a. m.

Auch die Blei-Silber-Zinkerzgänge sind zu einigen Schwärmen geschart, unter denen

der Johannessegener Schwarm,
„ Niederfischbacher „
„ Oberfischbacher „
„ Obersdorfer „
„ Altenseelbach-Wildener Schwarm,
„ Buchheller Schwarm

erwähnenswert sind.

Die Begrenzung dieser Schwärme hängt nach Denckmann von tektonischen und stratigraphischen Verhältnissen ab. So liegt beispielsweise der Müsen-Silberberger Schwarm innerhalb eines in geologisch junger Zeit entstandenen Horstes. Die stratigraphische Abhängigkeit macht sich schon äußerlich in der Uebereinstimmung der Längenerstreckung der Gangschwärme, mit der Verbreitung bestimmter geologischer Horizonte bemerkbar.

Von großer Bedeutung ist die durch Denckmanns mühevolle Untersuchungen gewonnene Erkenntnis, daß die Spalten der Eisensteingänge den Begrenzungsklüften und den Neben- und Quertrümern von Ganggräben entsprechen, welche mutmaßlich in der Zeit des oberen Mitteldevons entstanden. Die Kenntnis des Verlaufes dieser Gräben ist also von der größten Wichtigkeit für das Aufsuchen und die Verfolgung der Spateisensteingänge.

Meist fallen die Gänge steil mit 60—90° ein. Sie durchschneiden die Schichten gewöhnlich unter spitzen Winkeln. In bezug auf die Erstreckung nach der Tiefe scheint auch hier der Satz zu gelten, daß Gänge von großer streichender Länge in größere Tiefe niedersetzen. Im Einfallen wechseln allerdings auch bei solchen Gängen bauwürdige mit unbauwürdigen Partien.

Die streichende Endigung der Gänge verläuft meist nach der Tiefe zu in schräger Richtung — der Gang schiebt also in irgend einer Richtung ein —, und zwar folgt das Einschieben in der Regel den Schnittlinien zwischen der Gangebene und den Schichtflächen des Gesteins (Fig. 68 D).

Meist sind die Eisensteingänge Ausfüllungen einfacher Spalten, doch kommen auch Parallelgänge und Gabelungen vor (Fig. 68 B) und das unmittelbare Nebengestein wird von zahlreichen Trümern und Schnüren von Spateisen und Quarz durchzogen.

Meist erscheint die Gangmasse mit dem Nebengestein fest verwachsen, sie wird nur selten durch lettige Salbänder getrennt.

Nebengesteinseinschlüsse sind in den Eisensteingängen im Gegensatz zu den meisten Blei-Zinkerzgängen seltener. Sie treten entweder verstreut in der Gangmasse oder, was besonders oft beobachtet werden kann, örtlich gehäuft, namentlich in der Nähe der Ganggrenzen auf, derart, daß die Gangmasse nicht selten ganz allmählich in das Gestein übergeht.

Die Mächtigkeit der Gänge ist im Siegerlande auffallend groß. So werden in vielen Fällen Stärken von 5—10 m, ja sogar von 20 m beobachtet. Häufig ist die starke Veränderlichkeit der Mächtigkeit bemerkenswert (Grube Petersbach bei Eichelhardt, St. Andreas bei Bitzen und Neue Haardt bei Weidenau). Stockförmig an- und abschwellende Gangmittel (z. B. Stahlberger Eisensteingang) zwingen zur Vorsicht bei Schlüssen auf die Mächtigkeit eines Ganges nach der Tiefe (Fig. 68 A u. Bd. I, Fig. 9). Die Abnahme der Mächtigkeit erfolgt entweder dadurch, daß sich die Ganggrenzen nähern oder durch Abgabelung von Trümern, die schnell auskeilen. Häufig schwellen Gangmittel an solchen Stellen besonders an, wo sie scharf hakenförmig umbiegen (Alte Lurzenbach, Neue Haardt und St. Andreas).

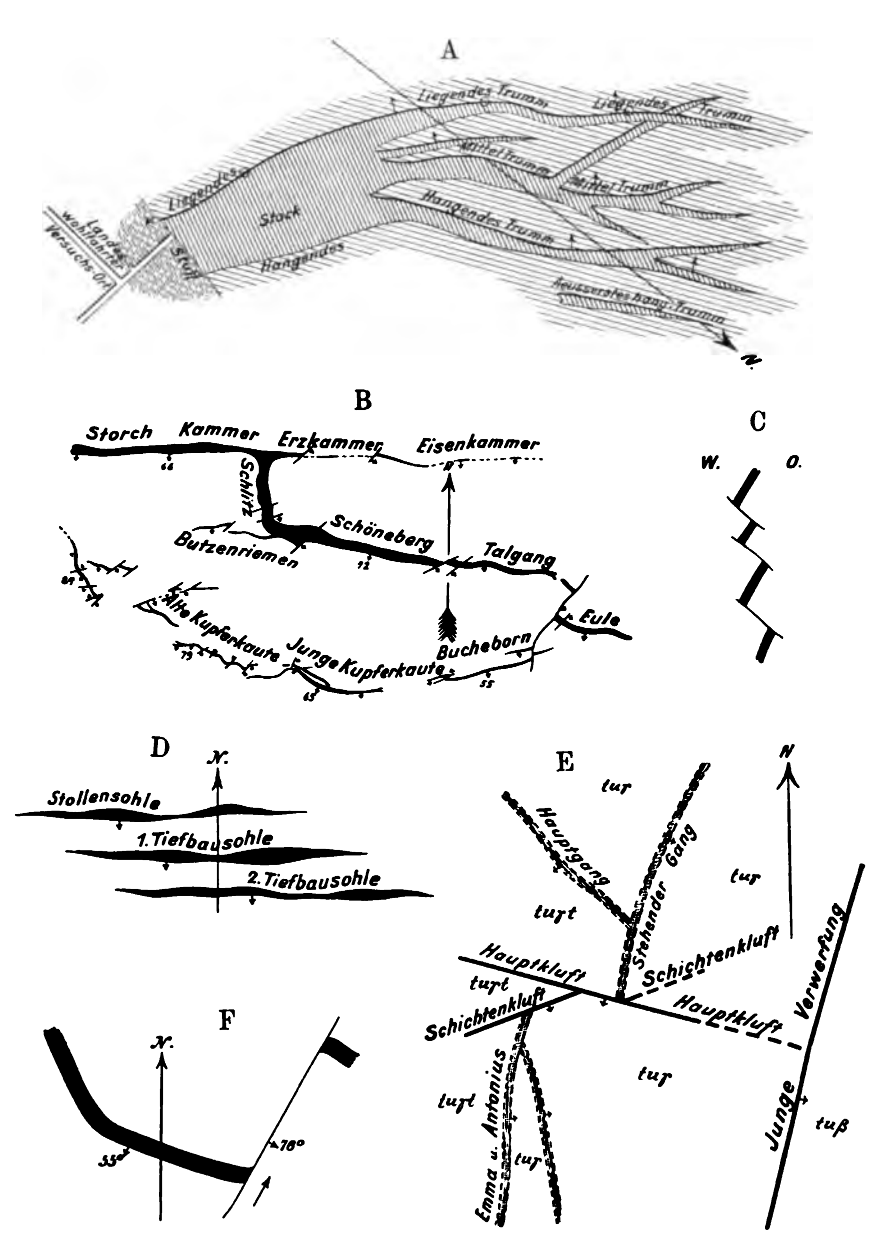


Fig. 68, A—F (schematisch).

A. Grube Stahlberg bei Müsen. Eisensteingang in der Erbstollensohle. (Nach Nöggerath.) — B. Gänge der Grube Storch und Schöneberg bei Gosenbach in der Stollensohle. (Nach Bornhardt.) — C. Querprofil, Deckelklüfte darstellend. Grube Glücksbrunnen bei Niederfischbach. (Nach Bornhardt.) — D. Einschieben eines Ganges. Grundriß. (Nach Bornhardt.) — E. Schema der Gangverhältnisse des Kuhlenberger Zuges bei Welschenennest. *tuγ* Gedinnien. *tuγt* Tiefe Siegener Strichen. *tuβ* Birkelbacher Schichten. (Nach Denckmann.) — F. Geschiebe am Südende des Thomaszecher Ganges, Grube Kuhlenberger Zug. (Nach Bornhardt.)

Eine Abhängigkeit der Mächtigkeit vom Nebengestein macht sich insofern bemerkbar, als die Gänge in mittelfesten Gesteinen am mächtigsten sind, dagegen einerseits in sehr festen und anderseits in milden feinschiefrigen abnehmen.

Bei den Blei-Zinkerzgängen des Siegerlandes ist die Mächtigkeit im ganzen geringer, namentlich sind derbe Erzmittel von größerer Stärke selten, häufiger entsteht allerdings als Folge einer Durchtrümerung des Gesteins eine mehrere Meter starke bauwürdige Erzmasse.

Das Nebengestein ist an den Spateisensteingängen entweder überhaupt nicht oder nur ganz wenig verändert, oft ist eine Einwanderung von Spateisen zu beobachten, derart, daß das Erz auch Quarzsubstanz zu verdrängen scheint. Bei den Eisenglanz- und Rotspatgängen dagegen ist eine starke Zersetzung, verbunden mit Bleichung des Nebengesteins häufig, solange die Eisenglanzführung anhält; die Rotspatbildung und die Zersetzung des Nebengesteins müssen also in genetischer Beziehung stehen. An den Blei-Zinkerzgängen finden sich ebenfalls stärkere Einwirkungen, welche denen der Eisenglanzgänge ähneln, wenn auch Bleichungen seltener sind.

Interessant ist das Vorkommen von schwarzem Glanzschiefer an den Gängen, der aus Quetschlinsen mit zahlreichen Rutschflächen besteht und früher als anthrazit- und graphithaltig aufgefaßt wurde. Die Schwarzfärbung beruht jedoch in diesem Schiefer auf amorphem Kohlenstoff, der bei einer von Pufahl untersuchten Probe 1,3 Proz. ausmacht.

Gangstörungen sind sehr häufig (Fig. 68 A bis C, E und F u. Bd. I, Fig. 45). Sie gliedern sich in:

1. Biegungen, Faltungen und Hakenbildungen, bei denen nicht immer leicht festzustellen ist, ob sie ursprünglich sind oder erst später entstanden.

2. Ausreckungen und Auswalzungen, die mit einer Dehnung der Gangmasse verbunden sind und sich gewöhnlich an weniger mächtigen Gängen finden. Verursacht wurden sie durch Bewegungen des Nebengesteins auf Kluftebenen, die auf die Gangebene spitzwinklig zulaufen oder sich mit ihr schneiden.

3. Tektonische Klüfte, die außerordentlich häufig aber in verschiedener Weise zu erklären sind. Sie zerfallen in:

a) Echte Spaltenverwerfungen, an denen der Gebirgsteil im Hangenden abgesunken ist (Fig. 68 E).

b) Sehr flach, meist nach Norden ansteigende Deckelklüfte, an denen das hangende Gebirgsstück gerade oder schräg aufwärts geschoben wurde (Fig. 68 C).

c) Sog. „Geschiebe", so bezeichnet der Siegerländer Bergmann die Horizontalverschiebungen, die im Einfallen höchstens um 20—30° von der Horizontalen abweichen (Fig. 68 F u. Bd. I, Fig 45).

Gangablenkungen, welche durch ältere Hindernisse bewirkt wurden, spielen keine Rolle, da die meisten früher hierfür gehaltenen Störungen jünger als die Gänge sind.

In bezug auf das geologische Alter der Störungen unterscheidet man nach Denckmanns Untersuchungen ältere und jüngere. Zu den älteren gehören die Gebirgsverwerfungen, durch welche die Eisensteingänge gebildet wurden; sie entstanden in der mittleren Devonzeit. Außerdem haben ein hohes Alter alle durch den postkulmischen Faltungsvorgang erzeugten Störungen, insonderheit die seitlichen Verschiebungen und wohl auch die Deckelklüfte (Fig. 68 B u. C). Sie sind übrigens gleichaltrig mit der Ueberschiebung des gesamten älteren Unterdevons über das Mitteldevon des Lenneschiefergebietes.

Zu den jüngeren postpaläozoischen Störungen gehören die h 8—11 streichenden Spalten, ferner die ostwestlichen und die h 3—1 verlaufenden, von denen namentlich die letzteren den Bau des Siegerlandes am stärksten beeinflußt haben (Fig. 68 E).

Die Ausfüllung: Bei den Eisensteingängen bildet Spateisen den überwiegenden Teil der Gangmasse, die mitunter ausschließlich aus diesem Erz besteht. Das Gefüge ist richtungslos grob- bis feinkristallin und nur in gewissen Gangpartien ebenlagenförmig. Nebengesteinsbruchstücke sind häufiger, wenn auch die einschlußarmen oder -freien Gänge gerade eine Eigentümlichkeit des Siegerlandes bilden. Die Gangart besteht aus Quarz, während die Karbonspäte jünger entstandene Ausfüllungen von Klüften darstellen; Schwerspat und Flußspat sind nicht vorhanden.

Von den primären Begleiterzen sind Schwefelkies und Kupferkies die wichtigsten, seltener treten Zinkblende und Bleiglanz auf, die auf vielen Eisensteingängen ganz unbekannt sind. Lokale Erscheinungen bilden Fahlerz, Kupferglanz, Buntkupfererz, Glanzkobalt, Kobaltnickelkies, Nickelantimonglanz, Nickelarsenglanz, Millerit, Boulangerit, Bournonit, Antimonglanz und Markasit.

In der Oxydationszone treten Brauneisenstein und Glaskopf mit Lepidokrokit, Rubinglimmer, Pyrolusit, Manganit, Psilomelan, Wad und sehr seltenem Manganspat und Malachit auf. In den amorphen, durch die Verwitterung entstandenen gelartigen Eisenverbindungen finden sich Trümer der jüngeren kristallinen Mineralien.

Die Ausfüllung der Blei- und Zinkerzgänge besteht ebenfalls in der Hauptsache aus Spateisen oder Quarz und Nebengesteinsbruchstücken, während Bleiglanz und Zinkblende zurücktreten. Mitunter stellt sich die Blende erst in größerer Tiefe ein, deutet also eine tiefere primäre Teufe an; auf manchen Gängen überwiegt die Blende den Bleiglanz bei weitem; seltener sind Schwerspat, Kalkspat und andere Karbonspäte, ferner Schwefelkies und Kupferkies.

Der Ausfüllung nach kann man zwei Typen unterscheiden, nämlich Gänge mit überwiegend Spateisenstein und Quarz, und Gänge, die vorzugsweise Nebengesteinsbruchstücke führen. Beide sind durch Uebergänge verbunden. Auf den meisten Gängen sind Bleiglanz und Zinkblende jüngere Erze, welche durch metasomatische Verdrängung von Spateisen und Quarz entstanden. Häufig verarmen die Lagerstätten nach der Tiefe und gehen in Eisenstein- oder Quarzgänge über (Grube Lohmannsfeld bei Altenseelbach, Peterszeche bei Burbach, Wildberg bei Wildberger Hütte,

Bliesenbach bei Engelskirchen u. a. m.). Auf anderen Gängen hat die Sulfidführung bis zu größeren Tiefen, zum Teil mehr als 400 m angehalten. (Viktoria bei Littfeld 380 m, Wildermann-Stahlberg bei Müsen 424 m u. a. m.).

In der Oxydationszone treten neben oxydischen Eisen- und Manganmineralien Oxyde, Karbonate, Sulfate und sonstige Verbindungen der in der primären Zone an Schwefel gebundenen Schwermetalle auf. Unterhalb der Oxydationszone findet sich häufig eine Zementations- oder Konzentrationszone mit reicheren Kupfererzen.

Die Kupfererzgänge führen in den oberen Teufen vorwiegend Kupferkies, seltener Kupferglanz. Da sie in der Tiefe meist in Spateisen mit mehr oder weniger eingesprengtem Kupferkies übergehen, dürfte die kupferreiche obere Zone als Zementationszone aufzufassen sein.

Neben diesen mit den Spateisensteingängen verwandten Kupfererzgängen treten solche selbständig zu beiden Seiten des Unteren Daadetales bei Nieder-Dreisbach auf; sie führen Kupferkies, drusigen Quarz und Bitterspat und sind jünger als die Spateisenstein- und Blei-Zinkerzgänge, die von ihnen häufiger mit scharfen Salbändern durchsetzt werden. Auch bei ihnen ist die Zementationszone kupferreicher. Die einzige noch in Betrieb befindliche derartige Lagerstätte beutet die Grube Danielszug bei Wipperfürth ab.

Die Kobalterzgänge enthalten hauptsächlich Glanzkobalt von sehr feinkörnigem Gefüge. Die Kobalterzführung erstreckt sich in der Regel auf die oberen Teufen der Gänge, bildet also eine primäre Teufenstufe der Spateisensteingänge. Die Kobalterze treten selten derb auf, meist bilden sie vielmehr eine feinspeisige Imprägnation in jüngerem Quarz.

Schließlich sind der Vollständigkeit halber Quarzgänge zu nennen, die bald älter sein können und dann den Spateisensteingängen im Alter nahe stehen und vielfach aus ihnen durch Metasomatose hervorgingen, bald wesentlich jünger sind und dann häufig durch Kupfererzführung charakterisiert werden.

Bornhardt teilt die Spaltenfüllungen des Siegerlandes ihrer Genesis und ihrem Alter nach in folgender Weise ein:

1. Spateisensteinformation (am ältesten).
2. Hauptquarzformation.
3. Blei- und Zinkerzformation.
4. Aeltere Kupfererzformation.
5. Jüngere Kupfererzformation.
6. Kobalterzformation (am jüngsten).

Da die auf den Erzgängen vorkommenden Mineralien infolge der nachträglichen metasomatischen Prozesse verschiedenes Alter haben, so treten häufig mehrere der genannten Formationen in ein und demselben Erzgang auf. Darin liegt ein wesentlicher Fortschritt des Bornhardtschen Formationsbegriffes gegenüber der „Gangformation“ älterer Autoren.

Die Spateisensteinformation entstand bereits in mitteldevonischer Zeit. Ihr gehören außerdem der in der Gangmasse eingesprengt vorkommende primäre Schwefelkies, ein geringer Teil des Quarzes, soweit er primär ist, und einige seltene Mineralien an. Die Hauptmasse des

Quarzes, Kupferkieses, Bleiglanzes, der Zinkblende und die Kobalterze sind dagegen erst später in die Spateisensteingänge gelangt und gehören den jüngeren Gangformationen an. Die Hauptquarzformation, welcher die nachträgliche Verquarzung vieler Spateisensteingänge zugeschrieben werden muß, dürfte auch noch devonisch sein.

Derartige Kieselsäurelösungen haben aber nicht nur frühere ältere Spateisensteingänge als Kanäle benutzt, sondern auch Spalten, die noch keine Erzführung enthielten, so daß reine Quarzgänge sich bilden konnten.

Das geologische Alter der Blei- und Zinkerzformation läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen. Ohne Ausnahme ist hier der Bleiglanz jünger als die Zinkblende, so daß man diese Formation in zwei dem geologischen Alter nach verschiedene Generationen zerlegen kann. Bleiglanz und Zinkblende haben nicht nur Spateisenstein, sondern auch vielfach Quarz verdrängt, so daß die Gänge der Spateisensteinformation in solche der Hauptquarzformation und diese wiederum in Gänge der Blei- und Zinkerzformation übergehen können.

Die ältere Kupfererzformation tritt innerhalb der Gänge der drei bisher genannten Formationen auf. Ihre Haupterze, Kupferkies und Fahlerz, verdrängen metasomatisch namentlich Spateisenstein und Quarz. Die jüngere Kupfererzformation zeichnet sich dadurch aus, daß sie selbständige Gänge bildet, welche diejenigen der übrigen Formationen ab und zu mit scharfen Salbändern durchsetzen. Nach Ansicht der Verfasser ist die Selbständigkeit der Bornhardtschen älteren Kupferformation zweifelhaft, sie könnte den Zementationsvorgängen ihr Dasein verdanken. — Die Kobalterzformation ist sicher jünger als die Spateisenstein- und Hauptquarzformation, während ihr Altersverhältnis zu den übrigen Formationen nicht festgestellt werden konnte. Der Glanzkobalt kommt selten im Spateisenstein, häufiger im Quarz der Hauptformation und im schiefrigen Nebengestein als Imprägnation vor und ist hauptsächlich an obere Gangteufen gebunden. Bornhardt vermutet deshalb, daß es sich hier um einen sekundären Konzentrationsprozeß handelt.

Von besonderem Interesse wäre nach Ansicht der Verfasser die Feststellung der Frage, in welchem Verhältnis die Kobaltformation zur Kupferformation steht. In Dobschau, dem dem Siegerlande so außerordentlich ähnlichen Spateisensteindistrikt der Karpathen, bilden Kupfer- und Kobalterze ausgeprägte primäre Teufenstufen und zwar tritt Kupfer- höher als Kobalterz auf.

Die Nickelerze des Siegerlandes unterscheiden sich nach Bornhardt in ihrem Auftreten von den Kobalterzen dadurch, daß sie nicht in den oberen Gangteufen angereichert sind, sondern als mineralogische Seltenheit in den verschiedensten Teufen und Revieren im Spateisenstein eingesprengt auftreten. Nickelantimonglanz und Nickelarsenglanz haben sich dabei als gleichaltrig mit dem Spateisenstein erwiesen. Die Aufstellung einer selbständigen Nickelerzformation ist deshalb untunlich.

Das Siegerland weicht also in bezug auf das Verhältnis der Kobalt- und Nickelerze nicht unwesentlich von den übrigen sulfidisch-arsenidischen

durch Kobalt- und Nickelerzführung bekannten Gangdistrikten ab, in denen sich beide Schwermetalle fast immer derart vertreten, daß keine scharfe Grenze zwischen ihren Erzen besteht.

Brauneisen, Eisenglanz und Rotspat stellen sekundäre Umwandlungsprodukte des Spateisensteins von der Oberfläche aus dar.

In bezug auf die Strukturen unterscheidet man bei dem Spateisenstein die einfach körnige, die Netzstruktur und die porphyrartige als richtungslose Strukturen, während die eben- und die gebogenlagenförmige häufig vorkommende Parallelstrukturen darstellen.

Von hohem Interesse für die Altersbestimmung der Siegerländer Spateisensteingänge ist ihre Beziehung zu den sie durchquerenden Eruptivgesteinsgängen. Nicht nur unter dem Einfluß des tertiären Basalts wurde vielerorts der Spateisenstein in Magneteisen umgewandelt, sondern die gleiche Einwirkung zeigt auch der jungdevonische Diabas (Grube Glaskopf bei Biersdorf), während keine Kontaktwirkungen durch den Einfluß des unterdevonischen Porphyrs bekannt sind.

Die Umwandlung des Spateisensteins in Brauneisen, das ist die Bildung des Eisernen Hutes, erfolgt auf den einzelnen Gängen bis zu sehr verschiedenen Teufen. Auffallend sind sowohl diejenigen Gänge, bei denen sich Spateisen schon dicht unter der Oberfläche einstellt als auch diejenigen, in denen Brauneisen bis zu großen Tiefen unter den Talsohlen reicht. Bei der Erklärung müssen tektonische Einflüsse und die von Ort zu Ort wechselnde Wirkung der Abrasion berücksichtigt werden.

Von besonderem Interesse ist die Umwandlung des Spateisensteins in Eisenglanz und Rotspat, die nach Bornhardt unmittelbar im wassererfüllten Gangraum durch solche Reagentien erfolgte, welche von der Oberfläche nach der Tiefe vordrangen. Er schließt sich der Meinung Hornungs an, nach welcher in Zeiten großer Trockenheit, z. B. im Oberrotliegenden konzentrierte Salzlaugen an der Oberfläche entstanden, die vermöge ihres hohen spez. Gew. auf den Gebirgsspalten in die Tiefe sanken und vermittels des von ihnen absorbierten atmosphärischen Sauerstoffes oxydierende Einwirkungen ausübten. Krusch hält im Gegensatz hierzu die zuerst von Wölbling geäußerte Annahme von gelartigen Lösungen für wahrscheinlicher (siehe Anhang der Bornhardtschen Arbeit von Krusch, Rotspat und Eisenoxyd, S. 476).

Der Schwefelkies kommt auf den Siegerländer Gängen sowohl in der geschlossenen Gangmasse als auch in besonderen Trümern vor und scheint, ebenso wie die übrigen Sulfide vor allen Dingen verdrückte oder an Nebengesteinsbruchstücken reiche Gangpartien zu bevorzugen. Er tritt in Form meist durch Kristallflächen begrenzter Körner (besonders schön Grube Heinrichssegen) auf, die zu lockeren Aggregaten oder derben Partien gehäuft sind.

Den metasomatischen Veränderungsprozessen des Spateisensteins durch Quarz und Kupferkies hat der Schwefelkies meist standgehalten, dagegen tritt er in Zinkblende und Bleiglanz selten auf.

Die Zusammensetzung des Spateisensteins geht aus folgenden Analysen hervor:

Analysen von ungeröstetem Spateisenstein.

Die Zahlen der durch einen Stern bezeichneten Analysen wurden, da mehr als 5 Proz. Rückstand vorhanden waren, der besseren Vergleichbarkeit halber auf rückstandsfreie Substanz umgerechnet. Der Rückstandsgehalt ist bei diesen Analysen nur in Klammern eingesetzt worden.

Lfde. Nr.	Name der Grube	FeO	MnO	CaO	MgO	CO_2	Rückstand	Fe	Mn	Fe + Mn	Mitgeteilt durch
		in Proz.									
	Bergrevier Müsen.										
8	Glanzenberg (1. Rosengartener Mittel)	43,23	7,69	1,38	5,66	38,26	2,42	33,64	5,96	39,60	Dr. Schwarz, Kgl. Bergakademie in Berlin.
9*	Kuhlenberger Zug	45,10	8,74	1,68	3,78	—	(9,52)	35,08	6,77	41,85	Grubenverwaltung (Durchschnitt von 5 Analysen).
10a	Stahlberg (altes Mittel)	47,03	10,61	0,51	3,24	39,27	—	36,68	8,22	44,90	Schnabel.
10b	Stahlberg (altes Mittel)	44,79	10,53	0,75	2,74	—	1,08	35,95	8,16	44,11	Fresenius.
10c*	Stahlberg (neues Mittel)	44,72	9,43	1,66	2,94	—	(6,76)	37,11	7,25	44,36	Grubenverwaltung.
	Bergrevier Siegen.										
11	Häuslingstiefe	50,37	8,30	0,25	2,15	38,48	0,45	39,20	6,42	45,62	Schnabel.
12	Junge Kesselgrube	50,72	7,64	0,40	1,48	38,90	0,48	39,40	5,90	45,30	Karsten.
13	Kirschenbaum	47,20	8,34	0,63	3,75	38,85	0,95	36,70	6,40	43,10	Karsten.
14	Kammer und Storch	48,69	9,38	—	0,93	36,56	4,44	39,76	7,63	47,39	Schnabel.
15	Alte Thalsbach	48,79	9,66	0,36	1,25	37,43	2,51	37,95	7,48	45,43	Schnabel.
	Bergrevier Burbach.										
16*	Pfannenberger Einigkeit	50,56	9,04	0,74	0,88	—	(8,74)	39,34	7,01	46,35	Heufelder.
18	Peterszeche	49,62	9,47	1,10	1,29	38,37	—	38,60	7,28	45,88	Grubenverwaltung.
	Bergrevier Daaden-Kirchen.										
20	Stahlert	48,86	8,19	0,32	2,34	37,74	2,54	38,00	6,35	44,35	Schnabel.
	Bergrevier Wied.										
26	Eisenhardt	49,37	8,00	0,72	3,20	37,10	0,11	38,40	6,20	44,60	Beschr. Rev. Hamm S. 30.
27	St. Andreas	46,68	9,87	0,35	3,91	39,19	—	36,31	7,65	43,96	Schnabel.
29	Petersbach	49,63	7,36	—	2,50	38,20	1,70	38,60	5,70	44,30	Beschr. Rev. Hamm S. 30.
31	Girmscheid	46,57	9,55	1,10	2,55	—	0,50	36,22	7,40	43,60	
32	Louise	49,54	9,98	0,60	—	38,32	0,32	38,51	7,73	46,24	Grubenverwaltung.
33	Georg	49,86	8,60	0,71	1,72	—	0,42	38,75	6,67	45,42	Grubenverwaltung.
34	Lammerichtskaule	48,91	8,66	0,32	1,94	37,62	1,14	37,84	6,71	44,55	Schnabel.

Im Durchschnitt hat der Siegerländer Spateisenstein:

Eisen	37.78	Proz.
Mangan	7.16	„
Kalk	0.49	„
Magnesia	2,18	„

Der Phosphorgehalt des Spateisensteins ist gering, er beträgt nur 0,001 bis 0.03 Proz.

Der Kupfergehalt schwankt zwischen Spuren und 0,6 und kann im Durchschnitt zu 0,15 Proz. angenommen werden.

Der Rostspat enthält 45,4—51,4 Proz. Eisen, 6,4—11,2 Mangan, 0,10—0,64 Kupfer, 6,38—18,39 Rückstand. Im Durchschnitt kann man annehmen:

Eisen	48,22	Proz.
Mangan	9,3	„
Kupfer	0,22	„
Rückstand	12,35	„

Die Bedeutung des Siegerlander Eisenerzbergbaus geht aus folgenden Angaben hervor:

Das Siegerland hat seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts eine große wirtschaftliche Bedeutung. Seine Entwicklung hängt aufs engste mit den Umwälzungen der Eisenhüttentechnik zusammen.

Die Verwendung ausländischer hochprozentiger Erze, die in den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts aufkam, berührte das Siegerland wegen der günstigen Zusammensetzung des Spateisensteins weniger. Um so einschneidender wirkte 10 Jahre später die Erfindung des Thomasprozesses und die damit zusammenhängende glänzende Entwicklung der Lothringer und Ilseder Eisenerz- und Eisenhüttenindustrie. Die Erzpreise sanken hierdurch derartig, daß die Siegerländer Gruben in schwerste Bedrängnis gerieten. Der erste Notstandstarif wurde ihnen 1886 gewährt, es folgten weitere Vergünstigungen im Jahre 1902 und schließlich wurde die einschneidendste im Jahre 1911 gewährt, die den Transport des Rohspates zu den oberschlesischen Hütten gestattet.

Die Produktion des Siegerlandes betrug: 1875 ca. 720000 t, 1880 ca. 1100000 t, 1885 ca. 1160000 t, 1890 ca. 1500000 t, 1895 ca. 1666000 t, 1900 ca. 1800000 t, 1905 ca. 1940000 t, 1907 ca. 2360000 t.

1909 erreichte sie nach der amtlichen Statistik 2075321 t mit durchschnittlich 34,9 Proz. Eisen und 1910 2281039 t mit 35,1 Proz. Eisen.

Die Spateisensteinlagerstätten des Oberungarischen Erzgebirges in den Komitaten Zips und Gömör.

Literatur.

L. Zeuschner, Gangverhältnisse bei Kotterbach und Poracs. Sitzungsbericht der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Bd. XI. Wien 1853. — Derselbe, Sitzungsbericht der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. 1855, Bd. XVII.

— F. v. Andrian, Bericht über die Uebersichtsaufnahmen im Zipser und Gömörer-Comitat während des Sommers 1858. Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst. 1859. — Derselbe, Bericht der k. k. Geol. Reichsanst. 1859, S. 20, 39, 79; 1867, S. 257; 1868, S. 55. Außerdem Sitzungsbericht der k. k. Geol. Reichsanst. vom 22. Januar 1859. — Fr. R. v. Hauer, Geologische Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie. Erläuterungen zu Blatt 3, veröffentlicht im Jahrbuche der k. k. Geol. Reichsanst. 1869, Bd. XIX. — D. Stur, Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanst. 1869, Bd. XIX. — G. v. Rath, Bericht über eine nach Ungarn unternommene Reise. Sitzungsbericht der niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde in Bonn. 6. November 1876. — L. Maderspach, Der Bergbau von Zsakarócz in der Zips. Oesterreichische Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1876, S. 175. — S. Roth, Der Jeckelsdorfer und Dobschauer Diallag-Serpentin. Földtani Közlöny 1881, S. 144. — A. v. Groddeck, Ueber die Gesteine der Bindt in Oberungarn. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanst. 1885, Bd. XXXV. — Derselbe, Ueber Lagergänge. Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1885. — A. Schmidt, Mitteilungen über ungarische Mineralvorkommen. Zeitschr. für Kristall. 1886, XII. — R. Helmhacker, Die Bergbaue von Slovinka und Göllnitz in Ungarn. Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1895. — F. W. Voit, Geognostische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse von Dobschau in Ungarn. Jahrbuch der Geol. Reichsanst. 1900, Bd. L. — V. Uhlig, Bau und Bild der Karpathen im Bau und Bild Oesterreichs. Wien und Leipzig 1903. — W. Viebig, Der Spateisensteinbergbau des Zipser Erzgebirges in Oberungarn. Glückauf 42, Jahrg. Nr. 1, 1906. — W. Bartels, Die Spateisenstein-Lagerstätten des Zipser Comitates in Oberungarn. Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 5. Berlin 1910.

Das Gebiet bildet geologisch und stratigraphisch einen in sich abgeschlossenen Abschnitt der Westkarpathen, deren geologischer Aufbau aus folgendem Profil hervorgeht:

West-Karpathen	Gürtel des Kerngebirges (nördlich)	Trias	Dolomitische Kalke Werfener Schiefer (?)	
		Perm (?)	rötliche Sandsteine Quarzkonglomerate	
		Carbon	Konglomerate, Grauwacken rote und grünlich-glänzende Schiefer	
	Kerngebirge	erzführende Serie (Devon?)	Porphyroidschiefer Grünschiefer, Grünsteine	eruptiv-metamorph
			Farbige Schiefer	klastisch-metamorph
		metamorphe Quarzite kristalline Kalke Hornblende-Chloritschiefer		Stellung zur erzführenden Serie noch unsicher und unaufgeklärt
	Gürtel des Kerngebirges (südlich)	Trias.		

Das Nebengestein der Erzgänge besteht aus devonischen Schiefern, Quarziten und gequetschten Eruptivgesteinen, die in eine Reihe verschiedener Zonen und Gruppen zerfallen, unter denen vom Hangenden zum Liegenden

1. die serizitischen, graphitischen und phyllitischen Schiefer,
2. die chloritischen und quarzitischen Schiefer und lettigen Tonschiefer,

3. die glimmrigen Schiefer und
4. die Grünschiefer (gepreßter Diorit)

am auffallendsten sind.

Die Schieferzone streicht ostwestlich und umschließt einen großen Teil der Spateisensteinlagerstätten, die in der Hauptsache ebenfalls ostwestlich streichende Lagergänge bilden. In der Nähe der Gänge sind die sog. Grünschiefer in ein festes, keine Schieferstruktur mehr aufweisendes Gestein umgewandelt, welches man als Grünstein bezeichnet. Auch die im Hangenden dieser Schiefer diskordant auftretenden Karbonschichten sind petrographisch recht mannigfaltig zusammengesetzt; am häufigsten finden sich Konglomerate, Tonschiefer und sandige Schiefer. An der Grenze von Devon und Karbon treten die Lagerstätten von Kotterbach und Bindt auf.

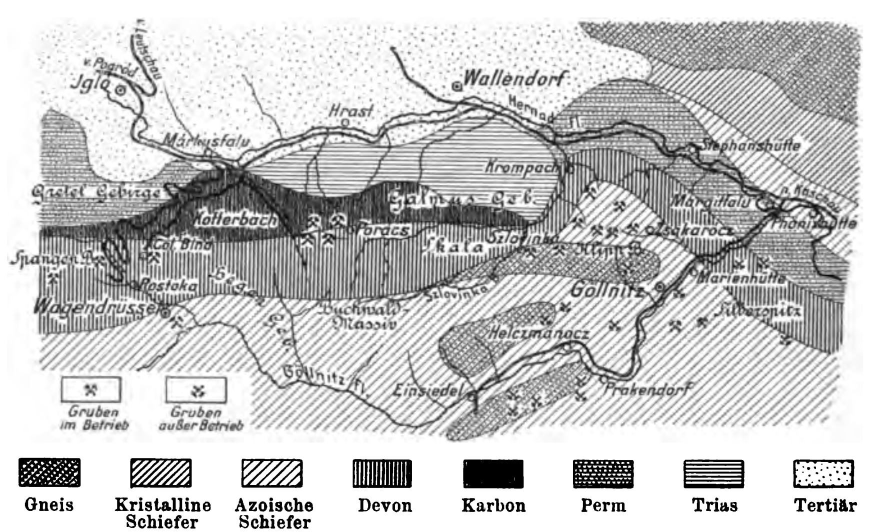


Fig. 69. Uebersichtskarte der Spateisensteinlagerstätten des Oberungarischen Erzgebirges i. M. ca. 1 : 400 000.

Die jüngeren Formationen, wie Perm und Trias, kommen bei der Betrachtung der Erzgänge nicht mehr in Frage.

Von Eruptivgesteinen sind Diorit und Serpentin mit ihren unregelmäßigen Stöcken besonders wichtig; die Prophyroidschiefer bestehen ebenfalls aus eruptivem Material und sind dem Schiefergebirge zwischengeschaltet.

Die größte Zahl der Gänge tritt in einer ca. 70 km langen und 30 bis 40 km breiten Gesteinszone auf, welche aus Grünschiefer, Grünstein und metamorphosierten Schichten bestehend sich von Dobschau parallel dem Nordrande des ungarischen Erzgebirges bis in die Gegend von Kaschau hinzieht. Im Westen hört sie am Granitmassiv des Kohut auf, im Osten vertaubt sie in der Nähe von Kaschau. An der Grenze dieser Hauptgangzone finden sich die jüngeren Sedimente.

Die Gänge können zu mehreren Gruppen zusammengefaßt werden. In der ersten Gruppe liegen die Vorkommen von Zsakarocz, Krompach, Kotterbach, Bindt und Rostoken.

Die zweite Gruppe der Zipser Gänge liegt bei den Orten Göllnitz,

Prakendorf, Helczmanocz, Einsiedel und Slowinka in einem 40 km langen und 15 km breiten Distrikt.

In ihrem ganzen Auftreten gleichen die Erzgänge des ungarischen Erzgebirges durchaus denjenigen des Siegerlandes, von denen sie sich allerdings durch ihren Charakter als Lagergänge unterscheiden. Ihre Gangnatur wird durch die vielfachen Scharungen, das Auftreten von Salbändern, von kleinen Quertrümern und von im Gangraum eingeschlossenen größeren Nebengesteinsschollen bewiesen. Die Gänge streichen größtenteils ostwestlich und zeigen ein südliches Einfallen von 60—80°. Sie werden durch die zahlreichen Störungen der sie umgebenden Gebirgsschichten beeinflußt, so daß Verwerfungen sehr häufig sind und eine derartige Zerstückelung herbeiführen können, daß die auf diesen Gängen aufgefahrenen Stollen und Strecken das Bild eines komplizierten Netzwerks bieten.

Die Hauptausfüllung besteht aus Spateisenstein, Quarz, Kalkspat und Schwerspat, während sulfidische Erze wie Fahlerz, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Arsenkies seltener sind; Schwefelkies tritt sowohl im Gang als im Nebengestein auf. Die Mächtigkeit variiert stark, geht aber nur selten über mehrere Meter hinaus und erreicht nur durch Aufnahme von Nebengesteinstrümern in die Gangmasse bis 30 m. Die Gangstruktur ist häufig massig. Der Spat ist bald grob, bald feinkörniger, seine Farbe wechselt zwischen typischer erbsengelber und fast weißer Tönung.

Der durchschnittlich 36—38 Proz. Eisen enthaltende Spateisenstein ist in der Nähe der Tagesoberfläche in Brauneisen oder Eisenocker umgewandelt. Da diese Oxydationszone häufiger Zinnober enthält, dürften in etwas größerer Tiefe auch Quecksilberfahlerze auftreten. Primäre Teufenunterschiede machen sich insofern geltend, als die karbonatischen Erze nach der Tiefe zu-, die sulfidischen dagegen abnehmen.

Bei der Kupfererzführung ist bemerkenswert daß häufiger eine sekundäre Anreicherung Platz gegriffen hat. Man findet in diesen Fällen überwiegend Fahlerz (Dobschau).

Die Kobalt- und Nickelerze, welche im ganzen Gangdistrikt des Siegerlandes ziemlich regelmäßig verbreitet sind, finden sich im ungarischen Erzgebirge, trotz der Aehnlichkeit der Gänge beider Gebiete ausschließlich in der Nähe von Dobschau, wo sie eine primäre Teufenstufe unter der Kupfererzteufe darstellen.

Die Zusammensetzung des Spateisensteins geht aus folgender Analyse von Rostoken hervor:

Eisen	34—38	Proz.
Mangan	1,5	„
Rückstand, hauptsächlich Quarz	4—9	„
Kupfer	0,13—0,15	„
Kalkspat	1,0	„
Tonerde	0,5	„
Glühverlust	30,0	„

Die Bestandteile des Brauneisensteins ergeben sich aus folgenden Beispielen von Göllnitz:

	Hilfe-Gottes-Grube	Ottokar Grube
Feuchtigkeit	1,96 Proz.	5,36 Proz.
Eisen (feucht)	51,07 „	45,67 „
Eisen (trocken)	52,08 „	48,26 „
Eisen (geglüht)	57,01 „	53,11 „
Glühverlust	9,60 „	9,14 „
Gangart	11,69 „	16,44 „
Mangan	2,06 „	2,18 „
Phosphor	0,02 „	0,05 „
Schwefel	0,04 „	0,08 „
Kupfer	0,33 „	0,44 „
Antimon	0,16 „	0,01 „
Arsen	0,026 „	— „
Blei	— „	— „
Barium	— „	0,46 „

In der Genesis der Erze besteht ebenfalls eine auffallende Uebereinstimmung zwischen den Eisenerzdistrikten des Siegerlandes und des Zips-Gömörer Erzgebirges.

Die Gänge entstanden in altdevonischer Zeit durch Minerallösungen, die zweifellos mit Eruptivgesteinen zusammenhängen. Von vielen Autoren wird die Turmalinführung der Zipser Gänge, die sich von Kotterbach über Bindt nach Rostoken steigert, während die im Osten liegenden von Göllnitz u. s. w. turmalinarm bezw. turmalinfrei sind, als für die Genesis besonders wichtig hingestellt. Nach unserer heutigen Kenntnis ist Turmalin auf Erzgängen recht verbreitet, so daß er nicht mehr zu den selteneren Mineralien gehört; dabei ist auch für die Turmalinentstehung gleichgültig, ob Quer- oder Lagergänge vorliegen.

Bartels will beobachtet haben, daß Quarz und Turmalin ältere Mineralien sind, während alle übrigen einer jüngeren Generation angehören. Die Turmalinkristalle sind mit Quarz aufs engste verwachsen und durchspießen aus diesem heraus in langen wohlausgebildeten Kristallen den Spateisenstein. Abgesehen hiervon gibt es mit Turmalin ausgekleidete Drusenräume nur im Quarz, nicht im Spateisenstein.

Nach den Erfahrungen, die Krusch in Dobschau sammelte, kommt, abgesehen von diesem älteren Quarz, ein jüngerer vor, welcher den Spateisenstein verdrängt. Zweifellos handelt es sich also bei der Bildung der oberungarischen Erzgänge um ein wiederholtes Aufreißen der Gangspalten, also auch hier um ähnliche Verhältnisse wie im Siegerlande.

Auch hier scheint nach den Untersuchungen von Krusch die Hauptmasse der Sulfide jünger zu sein als der Spateisenstein. Wenn die früheren Autoren annehmen, daß die Gänge in genetischer Beziehung zu dem im Erzbezirk bekannten Grünstein stehen, so fehlt, da es sich um wiederholtes Gangaufreißen und wiederholte Mineralzuführung handelt, noch der Nachweis, welche Mineralien gleiches Alter mit dem Grünstein haben.

Die wichtigsten Eisenproduzenten des oberungarischen Erzgebirges mit Produktion vom Jahre 1905.

Nr.	Besitzer	Lage des Bergbaues	Größe des Bergwerkseigentums in □m	Produktion in Tonnen	Wert in Kronen (0,85 Mk.)
1	Oberschlesische Eisenbahnbedarfs-Aktien-Gesellschaft in Friedenshütte — Morgenroth bei Beuthen (Oberschlesien)	Rostoken* und Zavadka	7 740 027	12 549 Roherz	59 471
				48 759 Rösterz	516 268
				1 046 Manganerz	8 998
2	Witkowitzer Bergbau und Eisenhütten-Gewerkschaft in Wittkowitz (Mähren)	Kotterbach*	2 890 291	Rohproduktion 129 197	—
				6 258 Roherz	—
				88 178 Rösterz	—
				3 526 geröstete Fahlerze	—
				71 Schwerspat	—
				45 Quecksilbererz	—
3	Oesterreichische Berg- und Hüttenmännische Gesellschaft, Aktiengesellschaft zu Teschen	Zcacarocs*	7 180 421	144 611 Roherz	766 431
				114 598 Rösterz	1 276 621
4	Oberschlesische Eisenindustrie Akt.-Ges. für Bergbau und Hüttenbetrieb in Gleiwitz (Oberschlesien)	Bindt*	3 925 126 (Bindt und Graetl. Mereny zusammen)	38 665	212 660
		Graetl. Mereny*		—	—
5	Hernadtaler-ung. Eisenindustrie-Aktiengesellschaft unter technischer und administrativer Leitung der Rima-Murany-Salgo-Tarjaner Eisenwerk A.-G.	1. Luzcyabánya +		76 255 Roherz	—
		2. Slovinka *		55 000 „	—
		3. Vashegy +		89 480 „	—
		4. Rákos +		55 436 „	—
		5. Rozsnyó +		51 031 „	—
		6. Krompach*		37 400 „	—

* Komitat Zips. + Komitat Gömör.

Die oberungarischen Eisenerze werden im gerösteten Zustande in weiten Umfange in Oberschlesien verwandt, sie sind manganarm (1,5—2 Proz.), haben als Rohspate 0,01—0,2 Phosphor und 0,4—1 Proz. Kupfer und sind daher in bezug auf den Kupfergehalt schwierig.

An der Gesamteisenerzproduktion Ungarns, die ca. 1 700 000 t beträgt, beteiligt sich Oberungarn mit 60—70 Proz., also mit ca. 1 Million.

Die Bedeutung der Hauptgruben geht aus der vorhergehenden Tabelle, S. 303, hervor.

Neben den eben geschilderten wirtschaftlich wichtigen Spateisensteingangdistrikten gibt es eine größere Anzahl ähnlicher Vorkommen, die heute keine Bedeutung haben. Hierzu gehören die Lagerstätten von Lobenstein und Leubetha bei Oelsnitz und Röttis.

Hier treten Gänge in paläozoischen Schichten auf, welche Spateisen und zum Teil etwas Kupfer und Nickel führen.

Literatur.

A. Breithaupt, Paragenesis. Freiberg 1849. — R. Beck, Erläuterungen zur Sektion Adorf. Geol. Spezialkarte von Sachsen. 1884. — E. Weise, Erläuterungen zur Sektion Plauen-Pausa 1904. — E. Zimmermann, Blatt Lobenstein d. Geol. Karte von Preußen u. ben. Bundesstaaten 1 : 25 000.

Im Salzburgischen, in der weiteren Umgebung des bekannten Kupfervorkommens von Mitterberg bei Bischofshofen, wurde namentlich im Mittelalter eine größere Anzahl von Spateisensteingängen gebaut. Auch hier führen die Gänge, welche in paläozoischen Schichten aufsetzen, etwas Kupfer. Der Uebergang zwischen Spateisensteinlagerstätten und Kupfererzgängen mit Spateisensteinführung ist ein derartig allmählicher, daß sich nicht immer mit Sicherheit sagen läßt, ob ein solcher alter Bergbau auf Spateisenstein umging und eingestellt wurde, weil in der Tiefe der Kupfergehalt zu groß war, oder ob man Kupfererze suchte und den Betrieb einstellte, weil der Gang in der Tiefe reinen Spateisenstein enthielt (s. unten S. 395).

Roteisenerzgänge.

Literatur.

K. Ermisch, Die Knollengrube bei Lauterberg am Harz. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, S. 160. — H. Credner, Geogn. Beschr. des Bergwerksdistriktes von St. Andreasberg. Zeitschr. der deutsch. Geol. Ges. 1865, XVII. — K. Dalmer, Erläuterungen zur Sektion Planitz-Ebersbrunn der geol. Spezialkarte von Sachsen 1885. — H. Müller, Die Eisenerzlagerstätten des obern Erzgebirges des Voigtlandes. 1856. — H. V. Oppe, Die Zinn- und Eisenerzgänge der Eibenstocker Granitpartie und deren Umgebung. Cottas Gangstudien. 1854, II.

Wenn auch Roteisenerzgänge in vielen Gebieten auftreten, so ist es doch nur an wenigen Stellen zu einer bauwürdigen Erzkonzentration gekommen.

Einen gewissen Ruf hat die Knollengrube bei Lauterberg im

Harz, die zeitweise auf einem Gang baute, der mit Kupfererz- und Schwerspatgängen vergesellschaftet ist.

Nach Ermisch besteht das Nebengestein aus der mutmaßlich kulmischen „Tanner Grauwacke".

Der Roteisenerzgang streicht h 8—9 und fällt mit 80° südwestlich ein. Bei bis 4, im Mittel 1 m Mächtigkeit besteht die Ausfüllung aus Nebengesteinsmaterial und Roteisen, während Schwerspat und Steinmark zurücktreten. Charakteristisch ist das Fehlen von Sulfiden und das seltene Auftreten von Quarz. Meist findet sich das Roteisen in Form des roten Glaskopfes, welcher 96—99 Proz. Eisenoxyd enthält; der namentlich in der Nähe des Ausgehenden auftretende dichte Hämatit hat 91 Proz. Fe_2O_3.

Bei St. Andreasberg im Harz sind die Gangfüllungen sehr verschieden, je nachdem die Spalten zwischen den beiden Bd. II, S. 180 geschilderten Grenzruscheln oder nördlich und südlich außerhalb derselben liegen. Während die Gänge in dem bekannten nach Osten geöffneten Gesteinskeil vorzugsweise Silbererze enthalten, sind die außerhalb derselben auftretenden Lagerstätten durch Roteisenerzführung ausgezeichnet.

Nach H. Credner setzen die wichtigsten Eisenerzvorkommen von St. Andreasberg mit sehr verschiedenem Streichen und wechselnder Mächtigkeit im Granit oder an der Grenze von Granit mit Hornfels auf. Ihre Ausfüllung besteht aus Eisenglanz, rotem Glaskopf und Roteisen.

Andere Roteisenerzgänge kennt man aus dem sächsischen Vogtlande (zwischen Stenn südwestlich Zwickau und Christgrün). Sie setzen mit Rot- und Brauneisenerzführung an der Grenze von Diabas und Tonschiefern oder zwischen Kalk und zersetzten untersilurischen Diabasen auf.

Auch im Sächsischen Erzgebirge finden sich Roteisenerzgänge in der Nähe von Schwarzenberg, von wo Bd. I, S. 349 die Eisenerzlagerstätten im Granitkontakt erwähnt wurden.

Die Gänge treten dort entweder innerhalb des Granites oder an der Grenze von Granit und Schiefer auf. Bemerkenswert ist das Vorkommen von etwas Kupfererz auf einigen dieser Lagerstätten, die im übrigen dichtes faseriges Roteisen oder Glaskopf führen.

Erwähnung verdienen endlich die Roteisenerzgänge von Johanngeorgenstadt, Platten, Schellerhau, ferner die zahlreichen kleinen Eisenerzgänge bei Suhl im Thüringer Walde, auf deren Ausbeutung der Anfang der dortigen Waffenindustrie zurückzuführen ist, und schließlich gibt es ähnliche Vorkommen bei Zorge im Harz und im Fichtelgebirge bei Gleißingerfels.

Es ist von Interesse, daß insofern eine innige Beziehung zwischen den Roteisen- und den später zu schildernden Manganerzgängen besteht, als die letzteren häufig nach der Tiefe zu in Roteisenerzgänge übergehen (siehe Bd. II, S. 344 und die Vorkommen von Ilfeld und Ilmenau).

Die metasomatische Eisenerzgruppe.

Wie mehrfach ausgeführt wurde, sind die Gänge mit den metasomatischen Lagerstätten aufs engste verknüpft. Die letztere Lagerstättengruppe ist bei den Eisenerzen besonders wichtig.

Hier war aber außerdem die Gelegenheit zur Bildung von Lagerstätten gegeben, die eine Zwischenstellung einnehmen, denen man noch die Gangnatur ansieht, wenn auch die metasomatischen Prozesse schon eine gewisse Bedeutung erlangt haben. Solche Vorkommen liegen beispielsweise bei Toroczko in Siebenbürgen. Hier ist die Gangspalte noch deutlich erkennbar, ein Teil des Kalksteins an der Spalte ist allerdings bereits in Eisenerz umgewandelt, im ganzen hat man aber noch den Eindruck eines gangartigen Vorkommens.

Abgesehen von diesen Uebergängen gibt es zahlreiche ausgeprägte metasomatische Eisenerzlagerstätten, die heute ausgesprochene Lagernatur haben.

Da es sich auch hier meist um den verhältnismäßig billigen Spateisenstein, der freilich öfter mehr oder weniger vollständig zu dem etwas wertvolleren Braun- bezw. Roteisenerz später umgewandelt worden ist, handelt, so gibt es nicht besonders viele Distrikte, in denen man metasomatische Eisenerze abbaut. Entsprechend den Verkehrsverhältnissen sind sie in den wirtschaftlich entwickelten Ländern am häufigsten.

Die Entstehung der Vorkommen ist im ersten Bande eingehend geschildert worden. Der Form nach unterscheiden sie sich von den analogen Blei-Zinkerzlagerstätten dadurch, daß die Umwandlung der Kalksteine und Dolomite, um die es sich in fast allen Fällen handelt, eine recht vollkommene ist, so daß die Form des heute vorliegenden Erzlagers in vielen Fällen durchaus derjenigen der umgewandelten Schicht entspricht.

Nicht selten sind auch Schiefer metasomatisch in Brauneisenstein übergegangen. Die Erfahrung lehrt jedoch, daß derartige Vorkommen heute keinerlei wirtschaftliche Bedeutung haben, denn schon in geringer Tiefe stellt sich eisenschüssiges Gestein und hierauf der gewöhnliche Schiefer ein (Hunsrücktypus).

Bei den aus Kalksteinen und Dolomiten entstandenen Lagerstätten ist die Lage der Zuführungskanäle und Umwandlungsspalten dann schwer festzustellen, wenn eine vollständige Verdrängung der Kalkstein- bezw. Dolomitmasse Platz griff, oder sekundäre Umlagerungen des Schwermetallgehaltes stattgefunden haben.

Bei nicht vollständiger Umwandlung nimmt die Intensität der Verdrängung mit der Entfernung von den Mutterspalten ab, so daß zunächst der Spalte Eisenerz, in größerer Entfernung von ihr eisenhaltiger Kalkstein oder Dolomit und schließlich das nicht umgewandelte Gestein folgen. Das Vorkommen hat dann in der Regel die Form einer innerhalb der Gesteinschicht liegenden Linse, deren größter Querschnitt durch die Spalte getroffen wird, während die spitzen Endigungen am weitesten von ihr entfernt liegen.

Die Oberflächen- und Tiefenerstreckung der metasomatischen Eisenerzvorkommen ist von der Ausdehnung des umgewandelten Gesteins sowohl als von der Schwermetallmenge, die auf den Spalten zugeführt wurde, abhängig. Je größer die letztere im Verhältnis zur Ausdehnung des Gesteins war, desto vollkommener gleicht die Form der Lagerstätte derjenigen des ursprünglichen Gesteins.

Die Erzmassen liegen also bei ungestörten Lagerungsverhältnissen horizontal oder sie sind mit dem umgebenden Gestein zu Sätteln und Mulden gefaltet, durch Verwerfungen oder Ueberschiebungen gestört u. s. w. Die Tiefe, bis zu welcher ein metasomatisches Eisenerzvorkommen reicht, richtet sich also durchaus nach den Lagerungsverhältnissen der umgewandelten Gesteinsschicht.

Die Verteilung der Erze innerhalb der Erzplatte kann eine regelmäßige sein (z. B. am Hüggel, S. 335), sie kann aber auch äußerst unregelmäßig werden, wenn es sich beispielsweise um die Zertrümmerung eines ganzen Schichtenkomplexes handelt, und nicht der gesamte Kalkstein bezw. Dolomit umgewandelt wurde, so daß Erz und Kalkstein bezw. Dolomit miteinander abwechseln.

Eine unregelmäßige Verteilung kann ferner dadurch zustande kommen, daß bei einer Umlagerung des Kalksteines nicht nur ein Mineral, beispielsweise Spateisen entsteht, sondern zugleich ein Karbonat, welches zwischen Kalkspat und Spateisen steht oder Ankerit darstellt (sogenannte Rohwand). Solche Teile eines Vorkommens sind dann ebenfalls nicht bauwürdig und bewirken deshalb Unterbrechungen der Erzmasse.

Die Haupterze der metasomatischen Eisenerzvorkommen sind Spateisen und Brauneisen, bei deren Entstehung kohlensaurer Kalk oder Kalk-Magnesia unmittelbar weggeführt worden ist; seltener sind gleichzeitig mit den genannten Erzen entstandene Metallsulfide, wie z. B. Schwefelkies, Kupferkies u. a. m. vorhanden.

Als Gangarten treten Karbonate auf, meist Uebergänge zwischen Kalkspat oder Dolomit und Spateisen einerseits und zwischen Ankerit und Spateisen anderseits. Ist der Kalkstein nicht vollständig durch das Erz verdrängt, so tritt er als sogenannte Lagerart auf.

Die Art der Verwachsung der die Lagerstätte bildenden Mineralien ist entweder eine lagenförmige oder eine massige. In den Grenzpartien des Eisenerzes gegen den Kalkstein kommt dagegen häufiger eine Breccienstruktur dadurch zustande, daß der Kalkstein von zahlreichen Klüften aus so umgewandelt wurde, daß isolierte Kalksteinkerne inmitten der Umwandlungsmasse erhalten blieben.

Das häufigere Vorkommen der Lagenstruktur ist die Veranlassung, daß sich die Forscher über die Entstehung einzelner Vorkommen nicht einig sind und diese bald als echte sedimentäre Lager, bald als durch Metasomatose entstandene auffassen. Bemerkenswert ist in der Regel bei dieser Lagenstruktur das Auftreten von Hohlräumen parallel zur Schichtung (Hüggel, S. 335).

Die Zusammensetzung der Eisenerze ist verschieden, je nachdem Roteisen, Brauneisen oder Spateisen auftreten.

Sorgfältige Ermittelungen über den Durchschnittsgehalt der wichtigsten Elemente liegen u. a. für die Nassauischen Roteisensteine vor, bei denen allerdings die sedimentären Vorkommen die metasomatischen überwiegen. Im ganzen wurden hier 1910 ca. 1 004 000 t gefördert, die einen durchschnittlichen Eisengehalt von ca. 40,9 Proz. hatten. Fast diese ganze Masse war ohne Aufbereitung verwertbar. Der Durchschnittsgehalt an Eisen wird dadurch etwas gedrückt, daß auch hier zwischen den eigentlichen Eisenerzen und dem nicht umgewandelten Kalkstein „in Umwandlung begriffene“ Kalksteine auftreten, welche als eisenreiche Zuschläge Verwendung finden.

Von Wichtigkeit ist der Phosphorgehalt derartiger Roteisensteine. Die meisten hierher gehörigen Erze, nämlich fast 800 000 t, haben 1910 einen Phosphorgehalt von 0,05—0,75 Proz.; einen geringeren Gehalt besitzen nur ca. 118 000 t, und nur ein bescheidener Rest von ca. 900 t gehört zu den phosphorreichen Erzen mit über 1 Proz. Auch die Roteisensteine der metasomatischen Lagerstätten gehören also in der Regel zu den phosphorarmen Erzen.

An Spateisensteinen wurden in Deutschland im Jahre 1910 im Osnabrücker Revier, am Schafberg und Hüggel 261 461 t mit einem durchschnittlichen Eisengehalt von ca. 28,1 Proz. gewonnen. Die ganze Masse konnte ohne weiteres verwendet werden. Der Phosphorgehalt schwankt zwischen 0 und 1 Proz., bleibt aber bei der größten Menge unter 0,06 Proz.

Die metasomatischen Brauneisenerze Deutschlands stammen aus dem Sächsisch-Thüringischen, dem Nassauisch-Oberhessischen, dem Taunus- und dem Vogelsbergbezirk. Wenn auch in diesen Distrikten teilweise andere als metasomatische Lagerstätten gebaut werden, so gehört doch ein großer Teil der Förderung den hier in Betracht kommenden Lagerstätten an.

Bei ihnen spielt zunächst der Mangangehalt eine wesentliche Rolle, denn gerade diese Vorkommen liefern Erze mit annähernd 20 Proz. Eisen und 20 Proz. Mangan, die man früher mangels fester Grundsätze über die Nomenklatur bald unter die Eisen-, bald unter die Manganerze einordnete, bis sich der Begriff der Eisen-Manganerze so gut wie allgemeine Geltung verschaffte. Nach dem Mangangehalt teilen wir diese Erze ein:

a) in Brauneisenstein mit weniger als 12 Proz. Mangan,
b) in Eisen-Manganerz mit 12—30 Proz. und
c) in Manganerz mit über 30 Proz.

Alle drei Gruppen gehen naturgemäß ineinander über; hier interessieren nur die Gruppen a und b, siehe über c den Abschnitt über die Manganerze, S. 344 u. 355. Von der Gesamtproduktion dieser Erze, welche in Deutschland 1910 annähernd 2,9 Mill. t beträgt, entfällt bei weitem die größere Menge, nämlich 2,6 Mill., auf Brauneisen mit weniger als 12 Proz. Mangan; etwas mehr als 1/4 Mill. ist Eisen-Manganerz und nur ein winziger Teil von noch nicht 200 t kann als reines Manganerz bezeichnet werden.

Der Mangangehalt der Erze spielt bei der Bewertung eine wesent-

liche Rolle. Im allgemeinen kann man annehmen, daß $1^1/_2$ Proz. Mangan bei der Verhüttung verloren gehen und der Rest derartig in Erscheinung tritt, daß 1 Proz. Mangan = 2 Proz. Eisen gilt.

Die Erze mit weniger als 12 Proz. Mangan hatten einen durchschnittlichen Eisengehalt von 31,6 Proz. Die Eisen-Manganerze enthielten im Durchschnitt ca. 24 Proz. Eisen bei annähernd 20 Proz. Mangan.

Der zweite wichtige Faktor bei der Zusammensetzung der Erze ist der Phosphorgehalt.

In ganz ähnlicher Weise wie der Mangangehalt großen Schwankungen unterliegt, ist auch der Phosphorgehalt ein sehr verschiedener. Ungefähr 746 000 t der Produktion von 1910 hatten weniger als 0,05 Proz., ca. 863 000 t 0,05—0,75 Proz., ca. 128 000 t 0,75—1 Proz. und ca. 896 000 t über 1 Proz.

Die metasomatischen Brauneisenerzvorkommen sind noch besonders interessant, weil sie, bei höherem geologischen Alter, in späteren Epochen leicht zerstört und umgelagert wurden. Infolgedessen gibt es eine ganze Anzahl von Lagerstätten, bei denen man je nach dem Stande des Aufschlusses den Charakter des metasomatischen Vorkommens oder einer Trümmerlagerstätte feststellen kann. Das ist z. B. bei der Lindener Mark bei Gießen und bei manchen Vorkommen des Bingerbrücker Kalkzuges der Fall, wo zunächst mitteldevonischer Massenkalk in Brauneisen metasomatisch umgewandelt wurde und später die teilweise Zertrümmerung und Umlagerung der Lagerstätten entweder durch fließendes oder durch Spaltenwasser stattfand.

Bei einigen Vorkommen dieser Art läßt sich nicht feststellen, ob der Kalkstein direkt in Brauneisen oder zuerst in Spateisen umgewandelt wurde, welches dann durch eine nachfolgende Oxydation in Brauneisen überging (siehe den Abschnitt über sekundäre Teufenunterschiede).

Da in der Regel die Lagerstätten wenig mächtig sind, ist die Gelegenheit zur Ausbildung primärer Teufenunterschiede nur in beschränktem Umfange vorhanden. Es waren aber nicht immer sämtliche Kalklagen gleichmäßig zur Umwandlung geeignet; deshalb wechseln im Profil häufig Erzpartien mit Kalkstein ab. Aber auch in den Fällen, wo eine vollständige Verdrängung des Kalksteins stattfindet, brauchen nicht alle Kalklagen durch Spateisen ersetzt zu sein, sondern es können sich je nach deren Beschaffenheit abwechselnd Erz- und Rohwand- oder Ankeritlagen gebildet haben.

Von besonderer Wichtigkeit sind die sekundären Teufenunterschiede. In denjenigen Fällen, wo der Kalkstein direkt in Brauneisen übergeht, ist keine Gelegenheit zu nachträglichen Metallverschiebungen vorhanden. Sie treten dagegen überall da in großem Umfange auf, wo sich zuerst Spateisen bildete, das dann, wie vielfach erwähnt, durch die Einwirkung der Atmosphärilien in der Nähe der Tagesoberfläche zu Brauneisen umgewandelt wurde, in derselben Weise wie das bei den Spateisensteingängen S. 283 geschildert ist.

Mit diesem Verwitterungsprozeß geht aber, da Kalkstein das Neben-

gestein bildet, eine Oxydationsmetasomatose Hand in Hand, auf die Krusch[1]) besonders hingewiesen hat.

Die das Eisenkarbonat hauptsächlich wohl als Bikarbonat lösenden Tagewässer sinken auf der Lagerstätte nieder, treffen mit dem Kalkstein zusammen und wandeln ihn wegen der Gegenwart des Sauerstoffes direkt in Brauneisen um. Der Eisenumtransport vollzieht sich also von oben nach unten, und die Mächtigkeit der Lagerstätte kann deshalb in der Oxydationszone eine ganz erheblich größere werden, als in der primären Zone. Es können hier in einer beschränkten Lagerstättenhöhe durch die Oxydationsvorgänge und die damit verbundene sekundäre Metasomatose Erzmassen konzentriert werden, die früher einer unverhältnismäßig bedeutenderen Höhe der primären Lagerstätte angehörten. Diese Höhe ist inzwischen zum großen Teil der Abrasion zum Opfer gefallen.

Geht also eine derartige Lagerstätte mit eisernem Hut zutage aus, so muß man mit Schlüssen auf ihr Verhalten nach der Tiefe, in bezug auf Erzbeschaffenheit und Mächtigkeit, also auch den Erzvorrat, sehr vorsichtig sein.

Wo die oxydierende Umwandlung nicht vollkommen ist, wie beispielsweise bei Kamsdorf, läßt sich der Zersetzungsprozeß nachweisen. Hier gewinnt man sowohl Brauneisen als Spateisenstein, der übrigens bei metasomatischer Entstehung häufig einen etwas anderen Charakter als der auf Gängen auftretende hat. Er ist fein kristallin und zeigt zum Teil ein gewisses Flimmern, so daß er recht charakteristisch von den Kamsdorfer Bergleuten als „Glimmer" bezeichnet wird.

Bei Bilbao, wo sich der Nachweis der sekundären Oxydation ebenfalls führen läßt, ist der Spateisenstein in der Regel grobspätig.

Die Uebergangsstücke zwischen Spat- und Brauneisen zeigen häufig in der Mitte einen Kern von Spat als letzten Rest des primären Erzes.

Die Oxydation erstreckt sich nicht nur auf die reinen Spateisensteinmassen, sondern auch auf die nur zum Teil umgewandelten. Es entsteht dann ein Kalkstein, welcher gleichsam mit Brauneisen getränkt ist und der sehr richtig in manchen Distrikten als „Eisenkalk" bezeichnet wird.

Sind kleine Mengen von Kupfer- und Silbererzen gleichzeitig mit dem Eisen primär zur Ausscheidung gelangt, so bildet sich unter dem eisernen Hut eine meist allerdings sehr geringmächtige Zementationszone von Kupfer- und Silbererzen, während Eisenzementationserze fehlen.

Aus den bei der Besprechung der Spateisensteingänge angeführten Gründen (S. 279) sind die bauwürdigen metasomatischen Eisenerzvorkommen nicht übermäßig zahlreich. Vielfach spielt übrigens auch hier die Brennmaterialienfrage eine wesentliche Rolle, denn nur da, wo die Umwandlung des Spateisensteins in Rostspat angängig ist, kann an eine weitere Verfrachtung gedacht werden.

In Ländern mit hohen Arbeitslöhnen können diese Lagerstätten in der Regel nicht ausgebeutet werden. In Europa dagegen bauen wir die großen Vorkommen des Bilbaodistrikts an der Nordküste Spaniens, des

[1]) Primäre und metasomatische Prozesse auf Erzlagerstätten. Zeitschr. für prakt. Geol. 1910.

Erzberges bei Eisenerz in Steiermark, und zahlreiche kleinere wie die Lagerstätten am Thüringer Walde, am Hüggel in Westfalen und viele andere.

Die Verknüpfung dieser Lagerstätten mit größeren Spaltensystemen, auf denen die den Kalkstein u. s. w. umwandelnden Minerallösungen zirkulieren, ist ausnahmslos. So finden wir z. B. in Verbindung mit der Störungszone, die den Thüringer Wald im Süden begleitet, die metasomatischen Eisenerzlagerstätten des Stahlbergs und der Mommel bei Schmalkalden und im Anschluß an die nördliche Thüringer-Wald-Randspalte, da wo sie sich gegen Osten zersplittert, die Vorkommen von Kamsdorf bei Saalfeld.

Der Umfang der Lagerstätten ist sehr verschieden. Große Ausdehnung haben der Bilbaodistrikt, und der Erzberg bei Eisenerz in Steiermark; zu den kleinen Vorkommen gehören diejenigen am Thüringer Wald und am Hüggel.

Die metasomatischen Roteisenerze im Nassauischen Devon, die wenigstens zum Teil metasomatischer Entstehung sind, müssen ihrer Ausdehnung nach zu den mittleren gerechnet werden.

Die Produktionszahlen stehen für einige dieser Lagerstätten nicht absolut fest, da man hier an der Grenze des Erzes gegen den unzersetzten Kalkstein eisenärmere Massen findet, die zwar nicht als Erz für sich allein verhüttet werden können, aber mitunter als eisenhaltige Zuschläge Verwendung finden. Infolge der Unregelmäßigkeit der Grenze zwischen Erz und eisenhaltigen Zuschlägen wird häufiger ein Teil der letzteren mit zum Erz gerechnet.

Erzberg bei Eisenerz in Steiermark.

Literatur.

V. Uhlich, The Iron Ore Resources of the World. XI. Intern. Geologenkongr. Stockholm 1910. — A. Miller v. Hauenfels, Die steiermärkischen Bergbaue, Spezialabdruck aus: Ein treues Bild des Herzogtums Steiermark, S. 14. Wien 1859. — D. Stur, Vorkommen obersilurischer Petrefakte am Erzberg u. s. w. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1865, S. 267. — F. v. Hauer, Geologie der österr.-ungar. Monarchie 1875, S. 223. — M. Vaček, Ueber den geologischen Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1886, S. 71. — Derselbe, Skizze eines geologischen Profils durch den steierischen Erzberg. Jahrb. der k. k. geologischen Reichsanstalt 1900, Bd. 50, S. 23. — M. Vaček und E. Sedlacek, Der steierische Erzberg. Führer zum IX. Internationalen Geologenkongreß. Wien 1903, V, S. 1. — F. Cornu u. K. A. Redlich, Notizen über einige Mineralvorkommen der Ostalpen. Zentralbl. f. Min., Geol. und Petrogr., Jahrg.. 1908, S. 277. Stuttgart 1908. — K. A. Redlich, Die Genesis der Pinolitmagnesite, Siderite und Ankerite der Ostalpen. Tscherm. min. und petr. Mitt. 1907, Bd. 26, Heft 5 u. 6.

Im hangenden Teile des großen nördlichen Grauwackenzuges, der in westöstlicher Richtung die österreichischen Alpen durchzieht, treten zahlreiche Spateisensteinlagerstätten auf, deren Streichen innerhalb Nordsteiermarks durch die Linie Liezen-Eisenerz-Neuberg bezeichnet wird.

Die wichtigste Lagerstätte dieses Zuges ist der „Steierische Erzberg“, der zum größten Teil der österreichischen Montangesellschaft gehört. Der von Uhlich (s. Literatur) veröffentlichte Bericht dieser Gesellschaft nennt, als zum gleichen Zuge gehörig, noch die Vorkommen von Aigen, Admont, Krumau, Johnsbach, Radmer, Donnersalpe, Tull, Glanzberg, Polster, Gollrad, Niederalpl, Neuberg, Bohnkogel und Altenberg.

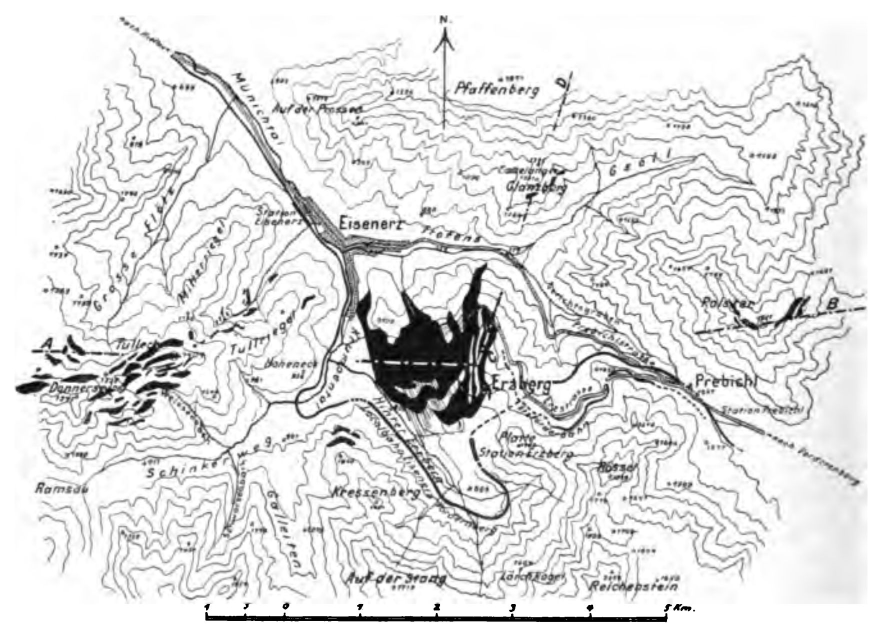


Fig. 70. Situation des Erzberges bei Eisenerz. Die Erzlagerstätten voll schwarz.

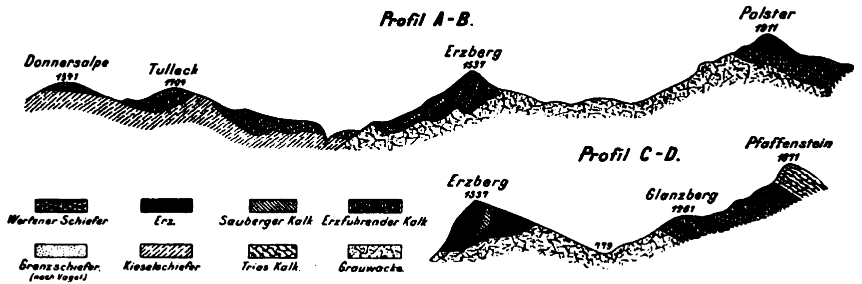


Fig. 71. Profile des Erzberges bei Eisenerz. (Profillinien in Fig. 70.)

Wir beschränken uns hier auf den Steierischen Erzberg (Fig. 70 u. 71), der gegenwärtig allein in Betrieb ist. Er liegt isoliert innerhalb eines weiten Talkessels, dessen Wände von hochaufragenden Kalkbergen gebildet werden; im Süden steht er mit dem Gebirgsstock des Reichensteins durch einen Sattel, die „Breite Platte“, in Verbindung.

Man hat in dem oberen Teile des Erzbergs innerhalb eines gelb und rot geflammten Kalkes, des „Sauberger Kalkes“, der auch als „Erzführender

Kalk" bezeichnet wird, Krinoiden gefunden, die darauf hinweisen, daß das erzführende Gestein dem Unterdevon angehört.

Das Erzlager bildet eine Mulde in der liegenden Grauwacke (Fig. 71). Die jüngste Schicht des Hangenden besteht aus rot, blau und grüngrau gefärbtem Schiefer, der dem „Werfener Schiefer" zugerechnet wird, am Erzberge aber nur auf der östlichen Flanke anzutreffen ist, während er im übrigen denudiert wurde. Das Erzlager steht zutage an und die vielfach verworfenen, gefalteten und zerquetschten Schichten legen Zeugnis von den gewaltigen tektonischen Einflüssen ab, denen das Erzlager unterworfen war.

Die Erzlagerstätte tritt, wie erwähnt, muldenförmig in der liegenden



Fig. 72. Tagebau des Erzbergs bei Eisenerz. (Iron Ore Resources of the World.)

Grauwacke auf; sie erreicht infolge dieser Faltung eine Vertikalhöhe von ca. 730 m, bei einer Mächtigkeit von 160—200 m. Der Erzkörper besteht allerdings nicht ausschließlich aus Erz, sondern der mächtige, erzführende Schichtenkomplex wird aus einer Wechsellagerung von Erz mit Rohwand, Kalk- und Schieferschichten gebildet.

Die streichende Erstreckung kennt man im Eisenerzer Teil auf 680 und im Vordernberger auf 370 m Länge.

Der Bergbau auf dem Erzberg ist recht alt. Das Erzlager ist sowohl von der Tagesoberfläche her als auch mittels unterirdischer Baue durchwühlt. Der heutige große Tagebau zählt ca. 50 Etagen (siehe Fig. 72).

Der Spateisenstein der Erzlagen ist fast frei von Sulfiden, nur sehr

spärlich kommen Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz, Fahlerz und Zinnober vor.

Das Roherz enthält 38—40, das geröstete bis 52 Proz. Eisen. Eine Durchschnittsanalyse des Rostspates ergibt 44,6 Proz. Eisen, 2,12 Proz. Mangan, 0,03 Proz. Phosphor und 0,04 Proz. Schwefel. — Die gegenwärtig nicht bauwürdige Rohwand, die vielleicht in der Zukunft noch einmal für den Hüttenmann in Betracht kommt, hat im Durchschnitt 15—25 Proz. Eisen.

Die Genesis des Erzvorkommens am Erzberg ist noch nicht völlig geklärt, vielmehr vertreten die Autoren zum Teil recht verschiedene Auffassungen.

Bergeat beschreibt den Erzberg unter den Erzlagern, faßt das Vorkommen also, der zuerst von Schouppe (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. V. 1854) geäußerten Ansicht folgend, als sedimentär auf, wenn er auch die Möglichkeit einer metasomatischen Entstehung nicht ganz abweist.

Beck beschreibt die Lagerstätte (S. 226 der Erzlagerstättenlehre) unter den epigenetischen Erzstöcken, neigt also wie vor ihm Redlich und viele andere zur Annahme einer metasomatischen Verdrängung von Kalkstein durch Spateisenstein.

Redlich hat zuerst auf die enge Verwandtschaft zwischen den ankerithaltigen Eisenerzvorkommen der Ostalpen und den Pinolitmagnesiten von Veitsch, die ebenfalls Verdrängungen von Kalkstein darstellen, hingewiesen. Er betont die Möglichkeit einer nahen Beziehung zwischen den Eisenerzen und den sulfidischen Erzgängen der Ostalpen. Es muß nach seiner Ansicht bei der systematischen Stellung des Erzberges auch auf die spärlichen Sulfide Wert gelegt werden, die mit dem Spateisenstein zusammen hereinbrechen.

Nach unserer Ansicht sprechen die meisten am Erzberg zu beobachtenden Erscheinungen für eine metasomatische Entstehung.

Die bisherige Gesamtproduktion betrug (nach Stahl und Eisen 1912, I, Nr. 8) von 1701 bis 1800 3,7, von 1801 bis 1900 22,2, von 1901 bis 1911 15,1 Mill. t; die Förderung vor 1700 einbegriffen, bisher also 42 bis 43 Mill. t. — Die noch restierenden Erzvorräte werden für den Eisenerzer Teil auf 170, für den Vordernberger auf 36, zusammen auf 206 Mill. t geschätzt.

Die Produktion betrug 1910 1,7 und 1911 1,8 Mill. t.

Der Hüttenberger Erzberg.

Literatur.

M. V. Lipold, Bemerkungen über F. Münnichsdorfers Beschreibungen des Hüttenberger Erzberges. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1855, S. 643. — Schauenstein, Denkbuch des österreichischen Berg- und Hüttenwesens 1873, S. 204. Wien, Verlag des k. k. Ackerbauministeriums. — F. Seeland, Der Hüttenberger Erzberg und seine nächste Umgebung. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1876, S. 49. — Die Eisenerze Oesterreichs und ihre Verhüttung. K. k. Ackerbauministerium, Pariser Weltausstellung 1878. — A. Brunlechner, Die Form der Eisenerzlagerstätten in Hüttenberg (Kärnten). Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893, S. 301. —

D e r s e l b e, Die Abstammung der Eisenerze und der Charakter ihrer Lagerstätten im nordöstlichen Kärnten. Carinthia II 1891, S. 37. — Referat R. **C a n a v a l** in Carinthia II 1894, S. 47. — **B r u n o B a u m g ä r t e l**, Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1902, Bd. 52, S. 219. — The Iron Ore Resources of the World. XI. Internat. Geologenkongreß, Stockholm 1910.

Im östlichen Kärnten treten in jüngerem Gneis und älterem Glimmerschiefer Kalklager auf, welche südöstlich streichende parallele Züge bilden. Man kennt sie von St. Lambrecht in Steiermark und Friesach in Kärnten, von Waitschach, Hüttenberg, Lölling, Wölsch, Loben, Waldenstein, Teissene u. s. w. In ihnen kommen Spat- und Brauneisenerzlager vor, auf denen

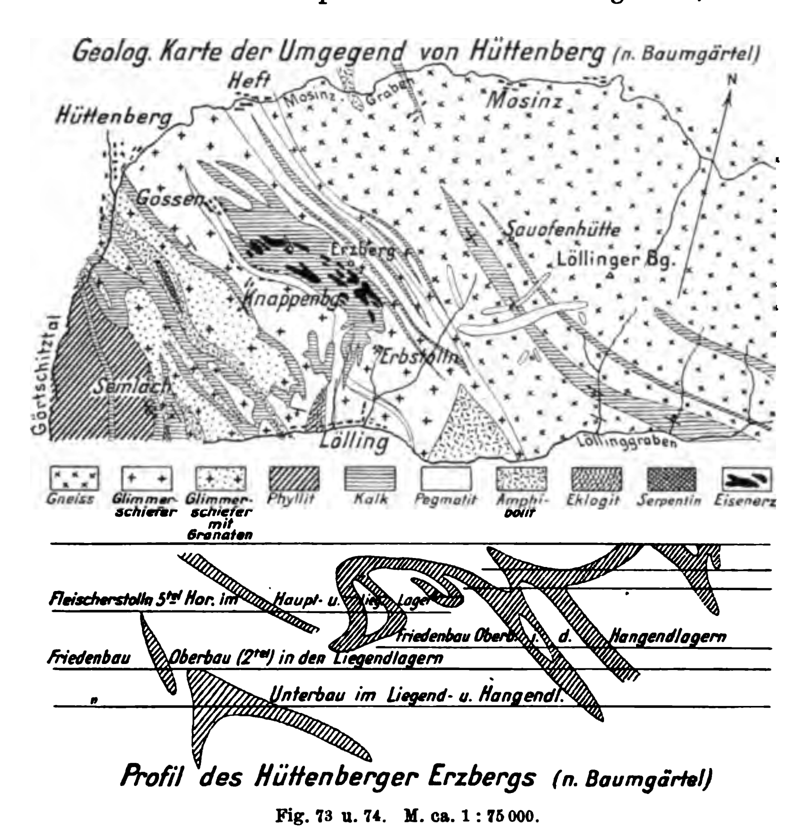


Fig. 73 u. 74. M. ca. 1 : 75 000.

die Gruben von Geisberg, Zeltschach, Olsa, Waitschach, Zossen und Hüttenberg schon seit einigen hundert Jahren bauen. Die wichtigste Lagerstätte dieser Art ist diejenige am Hüttenberger Erzberg (Fig. 73 u. 74).

Der Erzberg selbst bildet den Abschluß eines Gebirgsrückens, welchen der nordsüdlich streichende Zug der großen Saualpe in westlicher Richtung von Hohenwart aus über Walzofen, Löllinger Berg und Sauofen bis zum Erzberg entsendet. Hier liegen die zahlreichen Bergbaue der Reviere Knappenberg, Heft und Lölling.

Das Gebiet besteht in der Hauptsache aus schiefrigen Gesteinen (sogenannten Gneisen), die einen flachen südöstlich streichenden Sattel

bilden. Auf den Gneisen liegen ohne scharfe Grenze Glimmerschiefer, Phyllite, Grünschiefer und Tonschiefer. Als Einlagerungen treten sowohl im Gneis als im Glimmerschiefer und Phyllit die meist licht gefärbten Glimmer- und Schwefelkies führenden körnigen Kalksteine auf; an einzelnen Stellen enthalten sie auch Realgar und Arsenkies; örtlich gehen sie in Granat-Diopsidfelse über.

Eine zweite wichtige Art der Einlagerungen bilden die turmalinführenden, zu den Pegmatiten gehörigen „Gneise", welche teilweise echte Gangform zeigen. Sie sind besonders reichlich am erzführenden Hauptkalklager in der Zone der Glimmerschiefer.

Die Erzlagerstätte besteht in den noch nicht zersetzten Schieferpartien aus Spateisenstein, Ankerit, Schwefelkies, Schwerspat, dem seltenen Löllingit und Ged. Wismut. In den oberen Teufen entstanden durch Zersetzung Brauneisen, Manganerze und die oxydischen Zersetzungsprodukte der Sulfide. Je nach dem Grade der Verwitterung unterscheidet man die am höchsten verwitterten Blauerze von den Braunerzen und Glasköpfen und dem Weißerz (unzersetzter Spateisenstein). Als Verunreinigungen finden sich im Erz namentlich Quarz, Glimmer, Schwefelkies und Schwerspat; der letztere ist häufig mit sehr reinem Spateisenstein vergesellschaftet.

Man glaubte früher, die Lagerstätte bestehe aus einer Reihe unregelmäßiger Linsen, neuere Aufschlüsse haben aber gezeigt, daß diese miteinander in Verbindung stehen und einen zusammenhängenden, vielgegliederten Erzstock bilden, der zahlreiche Ausbauchungen nach dem Liegenden und Hangenden zeigt und Trümer in das Nebengestein entsendet. Der Uebergang zwischen Erz und Kalkstein ist entweder ein allmählicher, wenn sich Rohwand einstellt, oder ein plötzlicher, wenn nur eine lettige Zwischenschicht vorhanden ist. Das Einfallen ist im allgemeinen südwestlich; auch widersinnige Lagerpartien sind vorhanden. Das Lager verläuft nicht immer parallel zu den Kalkschichten, sondern durchsetzt sie bisweilen; Kalksteineinlagerungen im Erz sind häufig.

Die Genesis der Hüttenberger Lagerstätte ist infolge der für metasomatische Vorkommen typischen unregelmäßigen Form geklärter als diejenige des Steierischen Erzberges; man faßt daher allgemein die Lagerstätte als eine metasomatische auf.

Der Eisengehalt der Erze beträgt 43—49 Proz., der Gehalt an Kieselsäure ist wechselnd; die Erze müssen als saure bezeichnet werden.

Die Vorräte werden vom Besitzer zu 860 000 t aufgeschlossenen und dazu 800 000 t geschätzten Erzes berechnet. Die Produktion betrug 1910 14 110 t Spateisen und 33 356 t Brauneisenstein.

Die Eisenerze im Kohlenkalk Englands.

Literatur.

W. W. Smyth, The Iron Ores of Great Britain. Memoirs of the Geol. Survey 1856, Teil I, S. 15. — J. A. Phillips and Henry Louis, A Treatise on Ore Deposits. 2. Auflage. London 1896. — J. D. Kendall, The Haematite Deposits of Whitehaven and Furness. Transact. Manch. Geol. Society 1876, Bd. XIII, S. 231.

Die meisten Vorkommen liegen in dem Kohlenkalkgebiete der nördlichen Provinzen Englands, in Durham, Northumberland u. s. w. Sie sind bei Alston mit Bleierzen vergesellschaftet, die gangförmig die gesamte Mächtigkeit des Kohlenkalkes durchsetzen. Gelegentlich sind diese Gangspalten auch mit Brauneisen ausgefüllt, wie beispielsweise in dem reichen Gang von Rodderup Fall, der 5—6 m mächtig ist, oder auf dem 12 m mächtigen Gang von Manor House, der große Mengen eines recht guten Brauneisens liefert. Solche Vorkommen gewinnen wirtschaftliche Bedeutung.

Im nördlichen Teile des Cross Fell und in Weardale gehen ähnliche Eisenerzvorkommen zutage aus.

Im östlichen Teile des Gebietes ist das Auftreten von Spateisen auf den Bleierzgängen bemerkenswert, wenn es auch keine wirtschaftliche Bedeutung erlangt.

Auf den Gruben von Allenheads findet sich der Spat in regelmäßigen Gängen, bei Stanhope dagegen ist das Gestein von einem derart engen Gangnetz durchzogen, daß die ganze Masse steinbruchartig auf Eisen- und Bleierz abgebaut werden konnte. Ein Teil der Gruben gewann den Eisernen Hut des durch die Tagewässer oxydierten Spates.

Der Spateisenstein ist bald weiß oder gelblichgrau, sogenanntes white ore, bald schwarz, mikrokristallin und dann ganz schwach magnetisch, sogenanntes steel gray ore. Infolge der Oxydation findet man häufig Kerne von weißem Spateisen eingebettet im Brauneisenerz. Solche Erzlagerstätten setzen in Great Limestone hauptsächlich an solchen Stellen auf, wo dieser von zwei sich kreuzenden Spaltensystemen durchschnitten wird (z. B. Carrick Mines).

Im Gegensatz zu diesen Eisenerzen ist der rote Hämatit aus der Gegend von Whitehaven in Cumberland und von Furness in Lancashire ein sehr wertvolles Erz, welches 50 Proz. und mehr Eisen bei sehr wenig Phosphor enthält und daher für den Bessemer Prozeß recht geeignet ist.

Diese Erze finden sich sowohl in karbonischen als auch in silurischen Kalken, wenn sie auch nur in den ersteren praktische Bedeutung gewinnen. Beide Formationen bestehen aus einer Wechsellagerung von Kalkbänken mit Schiefern und Sandsteinen. Während jedoch die erzführenden Kalkbänke große Mächtigkeiten von 100 und mehr Meter zeigen, sind die zwischengelagerten Sandsteine und Schiefer gewöhnlich nur bis 1 und selten bis 4 m mächtig.

Die Erzkörper stellen Ausfüllungen von Spalten und sog. seeähnlichen Becken (Fig. 76) dar, zeigen aber auch mitunter ganz unregelmäßige Formen, die tief in den Kohlenkalk hineinragen. Die Lagerstätten sind nicht horizontbeständig, da sie in jeder Bank von der tiefsten unmittelbar auf Silur aufliegenden bis zur höchsten unter den Grits und Yoredale Rocks von Whitehaven und Furness vorkommen können. Je nach der mehr oder weniger vollständigen Umwandlung des Kalksteins ist die Form der Lagerstätten eine sehr verschiedene. Bei Bigrigg, Crowgarth und Parkside bilden die Erzkörper unregelmäßige Massen unmittelbar unter dem Millstone Grit, der das Hangende bilden kann (Fig. 75).

In anderen Fällen entstehen lagerartige Körper, die 65 Fuß Mächtigkeit und mehr erreichen können.

Die Oberflächenausdehnung der Vorkommen kann recht bedeutend sein. So beträgt die Erzfläche bei Parkside 18 Acres = 72 000 qm, während zahlreiche andere zwischen 8000 und 40 000 qm haben. Ein gutes Beispiel einer seeähnlichen Lagerstättenausfüllung bietet das Vorkommen der Crossfield Iron Comp. (Fig. 76), welches durch Tagebau ausgebeutet wird.

In den liegenden Schichten des Kohlenkalkes bauen im Furness-Distrikt die Gruben von Park und Lindal Moor, von denen die erstere

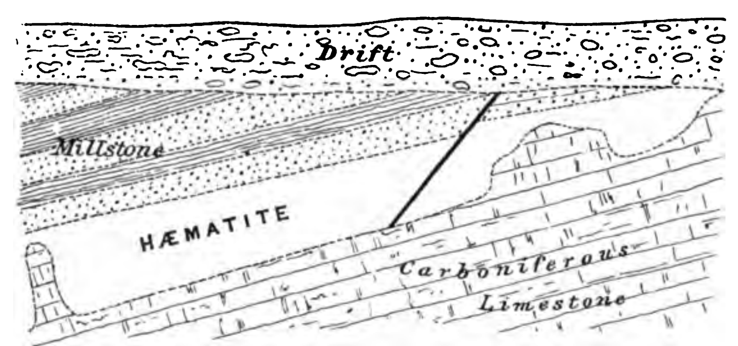


Fig. 75. Profil der Parkside Eisenerzlagerstätte, schem. (Nach J. D. Kendall.)

eine Erzfläche von 60 000 qm hat, ihr Erzkörper reicht an einer Stelle bis zu einer Tiefe von über 100 m. Das Vorkommen von Lindal Moor hat ca. 800 m Länge und 21 m Mächtigkeit.

Die Lagerungsverhältnisse der von silurischem Schiefer begrenzten Vorkommen gehen aus Fig. 77 hervor.

Das Roteisen von Whitehaven ist meist von dunkelroter Farbe und bildet häufig kompakte Massen, die zahlreiche unregelmäßige Hohlräume

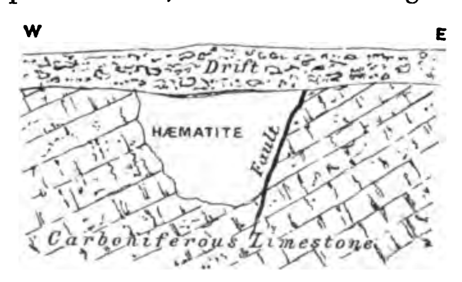


Fig. 76. Profil des Erzvorkommens der Crossfild Iron Comp., schem. (Nach Louis.)

enthalten. Im Furness-Distrikt weicht das Erz, abgesehen von demjenigen von Lindal Moor, Stank und Askam, wesentlich von dem des Whitehavengebietes insofern ab, als das Furnesserz gewöhnlich weich und locker ist und zum großen Teil aus stark abfärbendem Eisenglimmer, der kompakteres Erz häufig in Form von Konkretionen umschließt, besteht. Der härtere als blast ore bezeichnete Hämatit wird zum Schmelzen verwandt, während man die weichere Varietät, das sogenannte smitty ore, zum Ausfüttern der Puddelöfen benutzt.

Während das weiche Erz von Furness keine Fossilien enthält, hat man zahlreiche Versteinerungen des Mountain Limestone in dem festeren Erz von Lindal Moor gefunden.

Was die Genesis der Lagerstätten anbelangt, so ist es sehr wahrscheinlich, daß das Eisen ursprünglich in der Form von Eisenkarbonat abgesetzt wurde und den Kalkstein metasomatisch verdrängte. Erst später ging durch Oxydation die Umwandlung in Hämatit vor sich. Schwieriger ist es, die Herkunft des Eisens festzustellen; Kendall ist geneigt, die Steinkohlenformation als mutmaßliche Quelle anzunehmen. Er weist darauf hin, daß die Sandsteine und Schiefer dieser Formation einen erheblichen Eisengehalt haben, und da diese Gesteine einstmals wahrscheinlich den Kohlenkalk des eisenerzführenden Distrikts bedeckten,

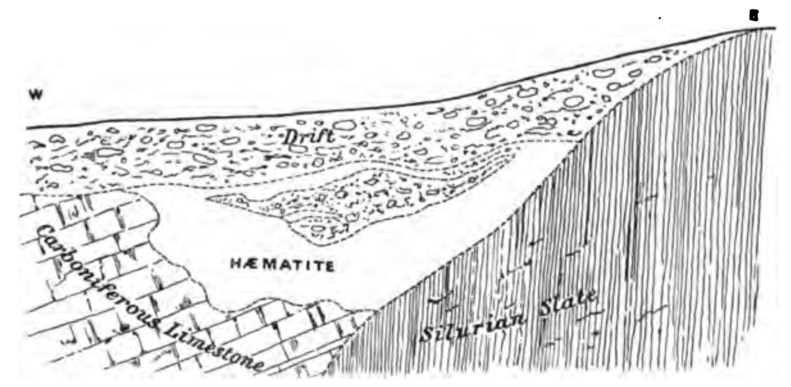


Fig. 77. Profil einer Eisenerzlagerstätte im Kohlenkalk, der von Silur begrenzt wird, schem. (Nach Louis.)

wäre immerhin die Möglichkeit vorhanden, daß kohlensäurehaltige Wässer den Eisengehalt der Karbonschichten in den unterlagernden Kohlenkalk geführt und diesen metasomatisch verdrängt hätten.

Die Produktion des Hämatitdistriktes in Cumberland betrug 1881 1 615 635 t, diejenige von Lancashire 1 189 836 t. Den Höhepunkt erreichte Cumberland im Jahre 1882 mit 1 725 478 t, die Produktion nahm seit jener Zeit langsam und unregelmäßig ab, so daß sie 1894 nur noch 1 286 590 t mit 54 Proz. Eisen im Werte von 698 457 Pfund Sterling betrug. In Lancashire war das Ausbringen im genannten Jahre nur noch 870 500 t mit 51 Proz. Eisen im Werte von 372 576 Pfund Sterling.

Der Furness-Distrikt scheint ebenso wie Cumberland im Jahre 1882 seinen Höhepunkt erreicht zu haben; er produzierte damals 1 408 693 t und ist seit dieser Zeit langsam zurückgegangen, so daß er 1890 unter 1 Mill. t blieb.

Die Eisenerzvorkommen von Bilbao.

Literatur.

Bourson, Les Mines de Somorrostro, Rev. univers. Bd. IV u. Bol. mapa geologico Bd. VI. — Revaux, Die Eisenerzgruben bei Bilbao, Génie civil 1883, Nr. 12 u. 13. — A. Habets, Note sur l'état actuel des mines de fer de Bilbao. Rev.

univ. d. min. (3) III, 4. 1888. — D. Ramon Adán de Yarza, Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya. Madrid 1892. Mem. de la Com. del Mapa Geol. de España 1892. — H. Wedding, Die Eisenerze an der Nordküste von Spanien in den Provinzen Vizcaya und Santander. Verh. Ver. f. Gewerbfl., S. 293. Berlin 1896. — Referat Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 254. — W. Gill, The present Position of the Iron Ore Industries of Biscay and Santander. Journ. of the Iron and Steel Inst. 1896, Vol. II, p. 36. — John, Die Eisenerzlagerstätten von Bilbao und ihre Bedeutung für die zukünftige Eisenerzversorgung Großbritanniens und Deutschlands. Glückauf 1910, S. 2002 u. 2045.

Der für die Deckung des Erzbedarfes Englands und Deutschlands wichtige Eisenerzdistrikt Nordspaniens liegt in geringer Entfernung vom Golf von Biskaya, und zwar hauptsächlich zwischen dem Nervionfluß und dem Rio de Somorrostro (Fig. 78).

Er erstreckt sich in nordwestlicher Richtung auf dem linken Nervionufer in einer Länge von 24 km bei einer größten Breite von 10 km. Die einzelnen Vorkommen liegen in 250—500 m Höhe über dem Meeresspiegel und gehören einer Gebirgskette an, die ungefähr 5 km südlich der Küste beginnend sich in der Peña Obieta auf 890 m, im Monte Ereza auf 909 m und in der Monte Ganerogorta auf 1006 m erhebt.

Die Gruppierung der einzelnen Erzreviere ist die folgende: Auf dem Südwestabhange der Peña Pastores erstreckt sich in 450—500 m Höhe das Erzrevier von Galdames. Zwischen dem Pico de Moruecos und dem Pico de Mendivil dehnt sich ein hügeliges Hochplateau mit den beiden größten Erzvorkommen von Triano und Matamoros aus, die zusammen das Erzrevier von Somorrostro bilden. Südlich hiervon liegt auf dem linken Ufer des in den Rio Galindo mündenden Regatobaches das Erzrevier von Regato. Weiter südöstlich sind zwischen dem Monte Ereza und der Peña de Espelarli die Gruben von Guenes und östlich von dem letztgenannten Höhenzuge diejenigen von Baracaldo zu nennen. Das Erzrevier von Alonsotegui liegt auf dem rechten Ufer des Rio Cadagua; westlich vom Monte Arraiz baut die Grube Primitiva und östlich von diesem Berge erstreckt sich das Revier Iturrigorri. Oberhalb von Bilbao befinden sich unmittelbar an den Ufern des Nervions die Gruben Ollargan, El Morro und Miravilla. Im westlichen Teile des Bezirkes folgen gegen Südwesten auf dem linken Ufer des Somorrostroflusses in der Richtung auf die Grenze nach der Provinz Santander zu die Gruben Arcentales und Sopuerta und im Nordwesten Amalia Vizcaya, Asuncion und Francisco.

Die Verkehrsverhältnisse sind infolge der geringen Entfernung der Erzlagerstätten von dem bis nach Bilbao schiffbaren gleichnamigen Flusse sehr günstige. Die Verschiffung findet von Portugalete und Luchana aus statt.

Nach den Untersuchungen von Yarza, Collette, Verneuil, Colomb, Triger u. a. gehören die Gesteine des Erzgebietes, die parallel zu den Pyrenäen südöstlich streichen, hauptsächlich der Kreide an, und zwar entweder ihrer unteren Abteilung, dem Gault, oder der oberen, dem Cenoman.

Der Gault besteht zu unterst aus im frischen Zustande blaugrau

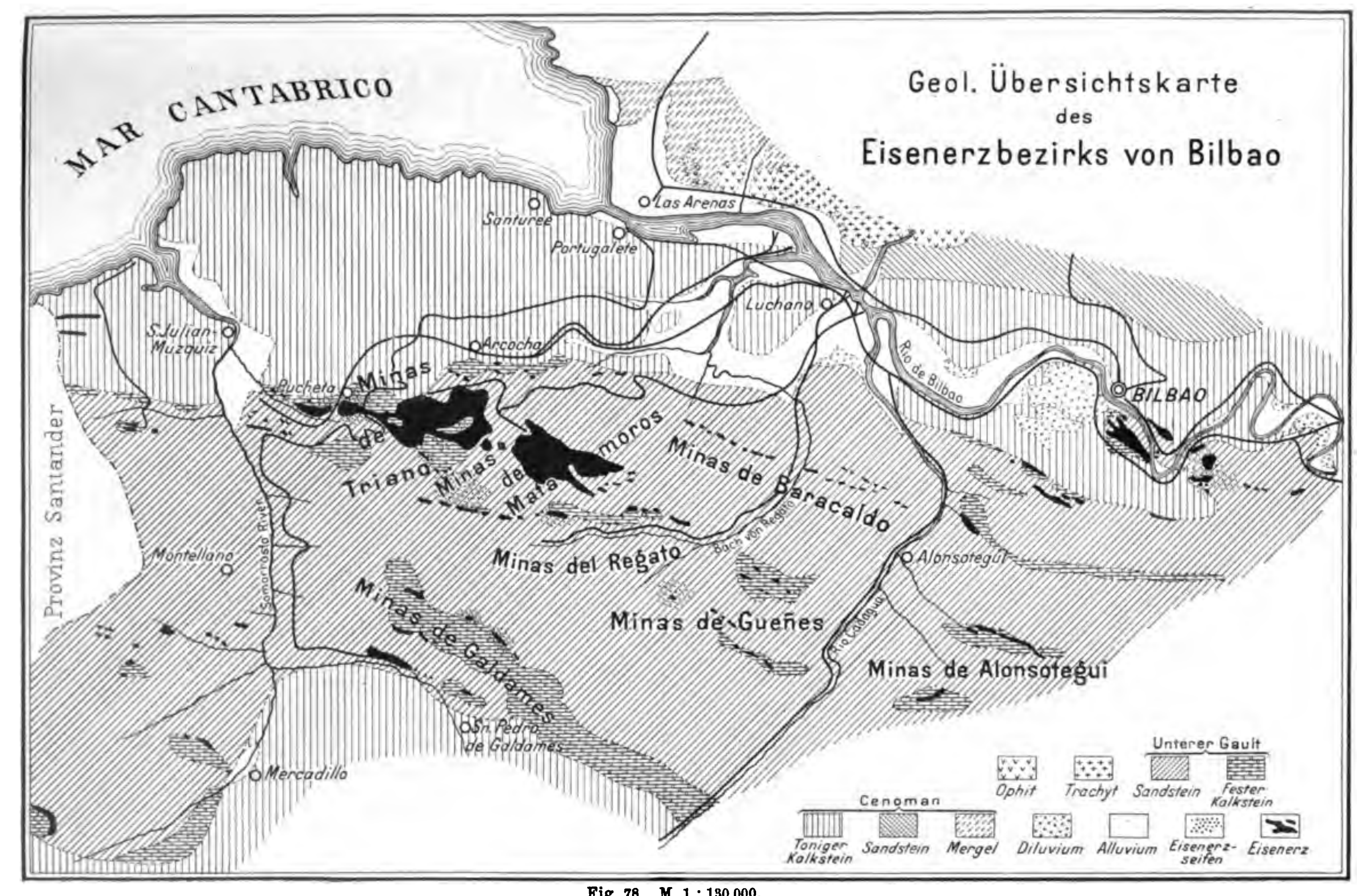


Fig. 78. M. 1 : 130 000.

erscheinenden und bei der Verwitterung gelbbraun werdenden glimmerreichen, feinkörnigen und versteinerungsarmen Sandsteinschichten (areniscas) und aus hangenderen versteinerungsreichen Kalken (Caliza compacta), die dicke Bänke von wechselnder Mächtigkeit bilden und von Kalkspatadern durchzogen werden. Die Kalke umschließen die Erzlagerstätten, sie sind, wie der spanische Bergmann sagt, die „Mutter“ des Erzes.

Ueber dem Gault lagert als unterstes Glied der Oberen Kreide das Cenoman, zunächst aus tonigem Kalkstein (Caliza arcillosa) bestehend, der Bruchstücke von Acanthoceras Mantelli enthält. Es bildet z. B. auf Triano das Hangende der Eisenerzlagerstätten.

Ueber den tonigen Kalksteinen folgen Sandsteinschichten und Mergel mit Ammonites peramplus.

Außerhalb des Erzgebirges auf dem rechten Ufer des Rio de Bilbao liegt der aus Trachyt und Ophit bestehende Monte Axpe.

Was die Oberflächenverbreitung der einzelnen geologischen Stufen anlangt, so treten im Bereiche des eigentlichen Erzdistriktes (siehe die Karte Fig. 78) hauptsächlich Sandsteine und Kalksteine des Unteren Gaults in einem 7 km breiten, südöstlich streichenden Streifen auf, während sich nordöstlich und südwestlich die tonigen Kalke des Cenomans anschließen; die höheren Sandstein- und Mergelschichten dieser Stufe treten im Erzdistrikt nicht mehr auf.

Die für die Lagerstätten besonders wichtigen Gault-Sandstein- und -Kalksteinschichten sind zu einer mehr oder weniger steil gefalteten Gebirgskette zusammengeschoben, deren höchste Erhebungen oben angeführt wurden.

Im einzelnen gehen die Lagerungsverhältnisse aus den Profilen Fig. 79—82 hervor.

Danach bilden bei vielen Vorkommen Gault-Sandsteine einen Sattelkern, auf dem meist nur noch Reste des die metasomatischen Eisenerze bergenden Gault-Kalksteins liegen. Die Erze wurden also vor allen Dingen an der Grenze der Kalksteine gegen die Sandsteine konzentriert. Andere Lagerstätten treten in Kalkmulden auf, die namentlich in der Nähe der Oberfläche an der Grenze gegen die hangenderen Kreidesandsteine die Erze führen. Die Eisenerzzonen sind also vor allen Dingen an die Grenzflächen des Kalksteins gegen sein Liegendes bezw. Hangendes gebunden.

Häufig läßt sich auch eine Abhängigkeit von Verwerfungen nachweisen, die stets dann noch beobachtbar ist, wenn die Erze innerhalb des zutage ausgehenden Kalkes auftreten, wie z. B. bei dem Vorkommen von Triano und in der San Francisco-Grube auf dem linken Ufer des Somorrostro.

Die Längserstreckung der Lagerstätten ist im allgemeinen eine südöstliche, also mit den Schichten übereinstimmende; die Vorkommen zeigen langgestreckte, häufig unregelmäßige oder undeutliche Linsenform. Ihre streichende Länge beträgt häufig 300—500 m bei einer Breite von durchschnittlich 100 m.

Die größten Erzmassen liegen im Erzrevier Somorrostro; es sind die ehemals aller Wahrscheinlichkeit nach ein Ganzes bildenden Vor-

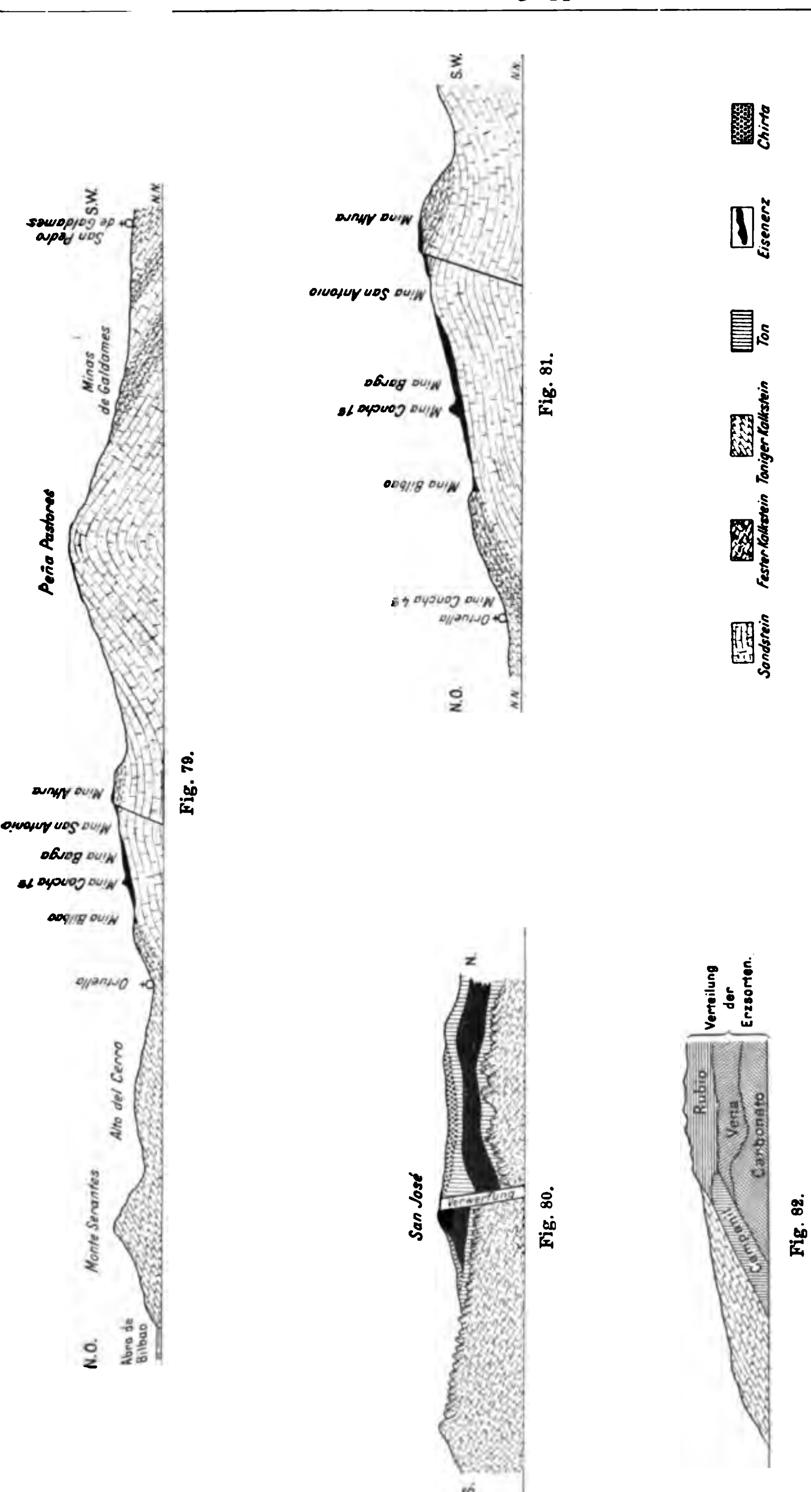


Fig. 79.

Fig. 80.

Fig. 81.

Fig. 82.

Fig. 79 bis 82. Profile durch den Eisenerzbezirk von Bilbao, schem.

kommen von Matamoros und Triano. Die erste Lagerstätte ist auf 2250 m Länge und 900 m Breite und die zweite auf 3100 m Länge und 100 bis 1300 m Breite bekannt. Es folgen dann in bezug auf Größe bezw. streichende Länge die Vorkommen der Gruben San Louis, Silfide und Abondonoda bei Miravilla oberhalb Bilbao mit Längen von annähernd 1200 m.

Neben diesen großen Erzkörpern gibt es viele kleine Lagerstätten von unregelmäßiger Form.

Die Mächtigkeit schwankt bei allen Vorkommen erheblich; namentlich nach der Tiefe werden die Erzkörper unregelmäßig. Bei der Lagerstätte von Triano beispielsweise beträgt die Mächtigkeit in der Barga-Grube rund 40 m, verringert sich aber in der Altura-Grube bis auf 10 m.

Häufig findet man zwischen der Lagerstätte und den das Liegende bildenden Sandsteinen oder Kalksteinen eine 2—6 m mächtige Tonschicht. Anderseits ragt Kalkstein in Form unregelmäßiger Klippen in die Erzmasse hinein.

Fast alle bisher bekannt gewordenen Eisenerzvorkommen des Bezirkes gehen zutage aus. Nur im Revier Somorrostro liegt auf den Lagerstätten von Triano und Matamoros ein wenig mächtiger, toniger Kalkstein des Cenomans. Ebenso treten alle bisher erschlossenen Lagerstätten in beträchtlicher Meereshöhe auf, so Triano bei 250—500 m, Galdames bei 300 m, Sorpresso im Revier Arcentales und Sopuerta bei 470—580 m, die Primitiva-Grube bei Castrejana bei 300 m und die Gruben von Gueñes bei 600 m.

Die Kalksteine wurden ursprünglich in Spateisen umgewandelt, der durch den Einfluß der Atmosphärilien später in der Nähe der Tagesoberfläche in Brauneisen und Roteisen überging, so daß Spat nur noch in der Tiefe ansteht. Interessant ist, daß sich Roteisen nur da findet, wo die Lagerstätte n i c h t unmittelbar zutage ausgeht.

Der S p a t e i s e n s t e i n wird als C a r b o n a t o bezeichnet, er ist gelblichweiß und bald typisch grobspätig, bald grau und dann körnig. Die erstgenannte Qualität (Carbonato superior) hat einen höheren Eisengehalt als der graue Spat (Carbonato inferior).

Wie bei allen metasomatischen Lagerstätten sind Kerne von unzersetztem Kalkstein im Erz nicht selten. Die Uebergänge von Kalkstein in Erz sind ähnlich wie beispielsweise bei Kamsdorf (s. S. 328). Besonders bedeutende Spatmächtigkeiten finden sich in dem Erzkörper Triano, und zwar in den Gruben Concha, Inocencia, Trinidad, Buena Fortuna und Esperanza.

Das R o t e i s e n e r z bezeichnet man, wenn es als Pseudomorphose nach Spateisen fest und kristallin auftritt, als C a m p a n i l, bei erdiger Beschaffenheit dagegen als V e n a. Letzteres tritt häufig unterhalb der Brauneisen- oder der Campanilzone, aber auch in Gangform in anderen Erzen auf, daher der Name; seine Vergesellschaftung mit Ton ist bemerkenswert. Die größten Mengen von Campanil und Vena kennt man auf der Lagerstätte Triano.

Das B r a u n e i s e n e r z von Bilbao ist gelblich oder rötlich und wird als R u b i o bezeichnet. Seine Struktur ist, da es ein Umwandlungs-

produkt darstellt, meist kavernös, wobei die Hohlräume häufig mit stalaktitischem und glaskopfartigem Brauneisenstein und mit Quarzkristallen ausgekleidet sind, während man in den Hohlräumen reichlich Ton antrifft.

Tritt das Brauneisen in erdiger Beschaffenheit auf, so enthält es häufig Schwefelkieskristalle und durch Zersetzung entstandenen Schwefel. Auch im Brauneisen sind noch unveränderte Kalksteinkerne häufig. Hier trifft man ab und zu das als Chirta bezeichnete Trümmererz an, welches ein Gemenge von Ton und Brauneisenerzbruchstücken darstellt.

Brauneisen kommt ausschließlich in der Nähe der Tagesoberfläche vor und ist unter allen Erzen des Bilbaodistriktes das am meisten verbreitete. Auch zwischen Spateisen, Brauneisen und Roteisen gibt es Uebergänge, bei denen allerdings Brauneisen meist überwiegt; man bezeichnet solche Gemenge als Rubio avenado.

Die Erze von Bilbao sind im allgemeinen mittelmäßig eisenreich (mit im Durchschnitt 50—52 % Eisen) und fast frei von schädlichen Beimengungen. Der Gehalt an Kieselsäure ist mäßig, Phosphor und Schwefel fehlen fast vollständig; es sind also ideale Bessemererze.

Die chemische Zusammensetzung der Erzsorten ergibt sich aus folgender Tabelle:

Carbonato (Spateisenstein).

	superior Proz.	inferior Proz.		superior Proz.	inferior Proz.
Metallisches Eisen	41,474	38,780	Kalkerde	1,700	1,560
Mangan	0,935	0,695	Tonerde	0,170	0,300
Phosphor	0,017	0,019	Kohlensäure	33,633	32,957
Schwefel	0,140	0,270	Kieselsäure	6,590	8,990
Magnesia	0,450	0,870	Hydratwasser	0,480	1,480

Campanil.

	Proz.		Proz.
Metallisches Eisen	52,749	Kalkerde	5,530
Mangan	1.333	Tonerde	1,840
Phosphor	0,010	Kohlensäure	0,093
Schwefel	0,014	Kieselsäure	5,300
Magnesia	1,540	Hydratwasser	7,470

Vena.

	Proz.		Proz.
Metallisches Eisen	56,809	Kalkerde	1,310
Mangan	0,846	Tonerde	1,200
Phosphor	0,015	Kohlensäure	0,100
Schwefel	0,016	Kieselsäure	6,210
Magnesia	0,450	Hydratwasser	0,120

Rubio.

	Proz.		Proz.
Metallisches Eisen	51,065	Kalkerde	0,500
Mangan	0,492	Tonerde	1,700
Phosphor	0,024	Kohlensäure	0,850
Schwefel	0,040	Kieselsäure	9,750
Magnesia	0,250	Hydratwasser	6,950

Rubio avenda.

	Proz.		Proz.
Metallisches Eisen .	54,959	Kalkerde	0,850
Mangan	0,568	Tonerde	1,250
Phosphor	0,013	Kohlensäure . . .	0,650
Schwefel	0,025	Kieselsäure . . .	7,120
Magnesia	0,550	Hydratwasser . .	4,100

In räumlichem Zusammenhang und genetischer Abhängigkeit von diesen metasomatischen und Oxydationserzen stehen die Trümmereisenerze des Bilbaodistriktes, das sind meist lose, nur zum Teil verkittete Gemenge von mehr oder weniger abgerundeten Brauneisenerzstücken (Roteisen ist selten), die in einen roten Ton eingehüllt sind, man bezeichnet diese Masse als Chirta. Die Erzstückchen haben häufig nur wenige Millimeter Durchmesser. Die Ablagerungen entstanden durch Zertrümmerung und natürliche Aufbereitung der metasomatischen Lagerstätten.

Meist liegt die Chirta auf dem anstehenden Erz, stellt also eine eluviale Seifenbildung dar, auch füllt sie häufig Einsenkungen der Tagesoberfläche aus und wird oft durch eine Tonschicht von wechselnder Mächtigkeit von der das Liegende bildenden primären Lagerstätte getrennt. Die Mächtigkeit dieser weitverbreiteten Gehängeschuttschichten oder der Seifenablagerungen schwankt zwischen wenigen Zentimetern und 5 m (Fig. 80).

Man wäscht die in der Chirta enthaltenen Erzstücke aus und gewinnt so 40—50 Proz. des aufgegebenen Haufwerkes an Eisenerz. Die chemische Zusammensetzung des Waschproduktes entspricht durchaus derjenigen des Brauneisens der primären Lagerstätten.

Die Bedeutung der Chirtavorkommen erhellt, wenn man bedenkt, daß einzelne Gruben daraus bis 500 t Erz täglich durch Waschen gewinnen. Die wichtigsten Lagerstätten sind im Erzrevier Triano diejenigen der Gruben Rubia, Ventura und Josefita, Cerrillo, Marta und Capela im Bezirk Regato La Lejana, im Revier Galdamas Elvira und La Buena, im Revier Arcentales und Sopuerta Catalina und Safo, in den Revieren Ollargan, El Morro und Miravilla die Gruben Segunda und San Pedro.

Fluviatile Eisenerzseifen des Bilbaodistriktes treten beispielsweise zu beiden Seiten des Cadegalbaches auf. Man gewinnt hier auf den Gruben Vicenta und Maria ca. 60 t täglich. Die Längenerstreckung der Seifen soll mehrere Kilometer betragen. Es ist von Interesse, daß auf diesen Lagerstätten mehrfach lockeres unverkittetes Erz mit festen Massen im Vertikalprofil abwechselt.

Ueber die Genesis der Erzablagerungen des Bilbaobezirkes sei folgendes bemerkt: Die Faltung der Kreideschichten fand zwischen der Eozän- und Miozänzeit statt. Dabei entstanden nicht nur Sättel und Mulden, sondern auch eine Reihe von Störungen. Eine Folge der Faltung dürfte das Emporsteigen von Minerallösungen sein, die in der Hauptsache Kohlensäure und Eisen enthielten. Diese Lösungen wandelten die Kalksteine namentlich da, wo Sandsteine ihr unmittelbares Liegendes

bildeten, metasomatisch um. Das Alter der Umwandlung dürfte in die Miozänzeit fallen.

Wie bei fast allen metasomatischen Eisenerzvorkommen entstand zunächst Spateisen, welches dann sekundär in Braun- bezw. Roteisenerz überging.

Zugleich setzte bereits im Tertiär die Zertrümmerung der primären Vorkommen ein, die bis in die Alluvialzeit fortdauerte. Auf diese Weise entstand die Chirta, d. s. die eluvialen und fluviatilen, heute z. T. ausgebeuteten Seifen.

Da sich bei der chemischen Umwandlung von Spat- in Brauneisen Hohlräume bildeten, welche durch die Tätigkeit der Oberflächenwasser zum Teil von Trümmererzen erfüllt wurden, entstand im Vertikalprofil die oben erwähnte Wechsellagerung von lockeren mit festen Erzmassen. Aus den großen Mengen von Trümmererzen geht hervor, daß gewaltige Wassermassen tätig gewesen sein müssen.

Nach der Ansicht Weddings, die bereits Krusch in der Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 254 widerlegt hat, sollen Braun- und Roteisen primär und als Absätze eines Sees aufzufassen sein, der sich nach der teilweisen Verdrängung des Kalksteins durch Spat gebildet haben sollte; mit der heute allgemein herrschenden Anschauung über die Entstehung der Bilbao-Erze ist diese Auffassung unvereinbar.

Die Bedeutung des Eisenerzdistriktes von Bilbao geht aus folgenden Zahlen hervor. Es wurden gefördert in t:

	Vena	Campanil	Carbonato	Rubio	Zusammen
1901	400 000	200 000	750 000	3 273 312	4 623 312
1902	—	57 081	442 237	4 482 500	4 981 818
1903	—	81 634	509 801	4 417 078	5 308 513
1904	—	54 537	801 582	4 983 885	5 620 458
1905	—	33 363	478 122	5 186 163	5 597 648
1906	—	140 000	546 577	4 396 421	5 082 998

Die Förderung von Vena hat also 1902 vollständig aufgehört, und ebenso ist die Förderung von Campanil wesentlich zurückgegangen. Den Hauptanteil an der Erzgewinnung des Bilbaodistriktes hat Rubio mit 70,9—91 Proz. Die Ursache dieser Zunahme beruht vor allen Dingen auf dem Abbau der Trümmerlagerstätten, also der Chirta, der eigentlich erst im Jahre 1902 energischer in Angriff genommen wurde.

Nach John stellt sich auf Grund der Jahresberichte des englischen Konsulates zu Bilbao das Verhältnis des durch Waschen gewonnenen Rubioerzes zu dem in der Oxydationszone gewonnenen folgendermaßen:

	Gesamtbrauneisenförderung (Rubio)	Wascherz (Rubio washed)	Anteil des Wascherzes an der Gesamtbrauneisenförderung
1902	4 482 500 t	330 000 t	6,7 Proz.
1903	4 717 078 „	450 000 „	9,5 „

	Gesamtbrauneisen-förderung (Rubio)	Wascherz (Rubio washed)	Anteil des Wascherzes an der Gesamtbrauneisenförderung
1904	4 983 885 t	550 000 t	11 Proz.
1905	5 186 163 „	700 000 „	13 „
1906	4 396 421 „	900 000 „	20,4 „

Eine weitere erhebliche Steigerung der Wascherzproduktion ist anzunehmen.

Der Eisenerzvorrat des Distriktes wurde im Jahre 1883 von Goënaga in der Revista Minera bei Triano und Matamoros auf 48 000 000 t und von J. Forrest im gleichen Jahre in den Transact. of the North of England Institute of Min. and Mechanical Eng. auf 55 000 000 t geschätzt (s. auch Bd. I, S. 188).

Zu einem wesentlich höheren Ergebnis kam Ramon Adán de Yarza im Jahre 1892 in seinem Werke Descripción física y geológica u. s. w., er nimmt die Vorräte in dem genannten Hauptdistrikte zu 163 350 000 t an.

Die neueste Berechnung veröffentlicht Luis M. Vidal in The Iron Ore Resources of the World, Stockholm 1910, Bd. I. Sie erstreckt sich auf die ganze Provinz Viscaya. Die bedeutendste Menge steckt hier in der Eisenerzzone des Bilbaodistriktes. Er gibt an, daß die Provinz in den letzten 32 Jahren 150 000 000 t lieferte und daß der noch vorhandene Vorrat auf 61 000 000 t zu veranschlagen sei.

Thüringer Wald.

a) Kamsdorf bei Saalfeld.

Literatur.

K. Th. Liebe, Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandlungen zur geol. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten Bd. V, Heft 4, S. 69 u. 116—119. — Derselbe, Aus dem Zechsteingebiet Ostthüringens. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1884, S. 386. — E. Zimmermann, Der geologische Bau und die geologische Geschichte Ostthüringens. Mitt. a. d Osterl. N. F. III, S. 79. — F. Beyschlag, Die Erzlagerstätten von Kamsdorf. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1888, S. 329 (hierin die ältere Literatur über Kamsdorf). — W. Kellner, Nachrichten über Bergbau und Hüttenwesen in Südthüringen. Berg- u. Hüttenmännische Zeitung 1889, S. 157. — F. Beyschlag, Geologischer Bau des Thüringer Waldes. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 498. — Derselbe, Bergbau in den Thüringischen Staaten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 269. — J. Lowag, Mangan- und Eisenerzvorkommen im Thüringer Wald. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1902, S. 608, 623 u. 635. — G. Einecke und W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv f. Lagerstättenforschung Heft 1. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1910.

Das aus paläozoischen Schichten bestehende Kerngebirge des Thüringer Waldes wird auf seiner Nordseite durch eine ausgeprägte Randspalte von dem aus Zechstein und Trias gebildeten Vorland getrennt. Diese gelegentlich auch als Flexur entwickelte bajonettförmige Störung ist für die metasomatische Erzbildung als Zirkulationsweg der Lösungen von be-

sonderer Bedeutung. Während sie meist als herzynisch streichender Bruch entwickelt ist, verliert sie östlich der Saale unter gleichzeitiger Richtungsänderung in W—O ihre Einheitlichkeit und löst sich in ein Bündel paralleler Spalten mit staffelförmigem Verwurf auf.

Von dieser Zersplitterung der Randspalte aus ist der Zechsteinkalk und -dolomit bei Kamsdorf, unfern Saalfeld, bei flachem nach Nord-Nordwesten gerichteten Fallen, in Eisenerz umgewandelt.

Die Vererzung hat zwei verschiedene Zechsteinhorizonte ergriffen. Der diskordant auf dem Kulm liegende Zechstein besteht in seiner unteren Abteilung zunächst aus dem Zechsteinkonglomerat („Mutterflöz"), dem

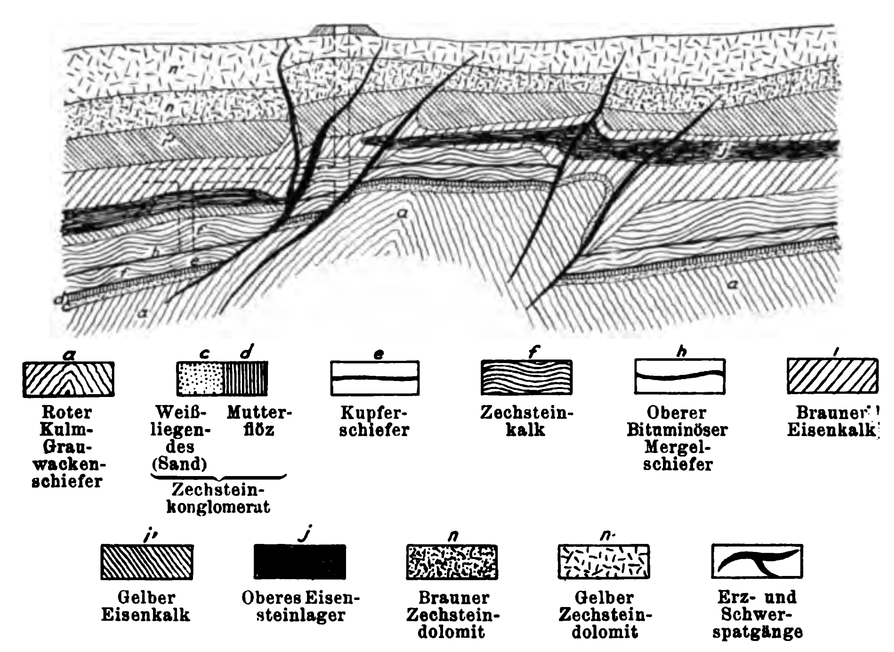


Fig. 88. Profil der Eisenerz-Lagerstätten von Kamsdorf in Thüringen i. M. 1 : 2000. (Nach Beyschlag, Jahrb. d. geol. Landesanstalt 1888.)

darüber folgenden Kupferschiefer („Unterer Schiefer") und dem noch hangenderen Zechsteinkalk mit einem zwischengelagerten „Oberen bituminösen Mergelschiefer". Die mittlere Abteilung der Zechsteinformation wird von dem Hauptdolomit gebildet, der zum Teil eine poröse schaumkalkartige Beschaffenheit angenommen hat. Der Obere Zechstein besteht aus den Unteren bunten Letten, dem Plattendolomit und den Oberen bunten Letten.

Umgewandelt wurden hauptsächlich die Kalke und Dolomite des Unteren Zechsteins und untergeordnet auch diejenigen des Mittleren, während der Obere Zechstein eisenerzfrei ist. Die Eisenerzlösungen, denen die Umwandlung zu verdanken ist, zirkulierten auf den Hauptspalten und erzeugten zunächst auf metasomatischem Wege Spateisen, der von den Kamsdorfer Bergleuten als „Glimmer" bezeichnet wird. Der Grad der Umwandlung ist längs der Spalten am intensivsten und nimmt von hier

aus allmählich ab. Bei vollkommener Verdrängung des Kalksteins ist die ursprüngliche Struktur und Lagerung des Gesteins nicht mehr zu erkennen. Nach den Seiten hin geht dann das Erz in Eisenkalkstein und dieser wieder allmählich in den ursprünglichen Kalk über (Fig. 83).

Interessant ist, daß offenbar nicht alle Kalkbänke bei Kamsdorf in gleicher Weise für die Umwandlung geeignet gewesen sind, so daß der Eisengehalt und die Ausdehnung der Umwandlung bankweise verschieden ist.

Man unterscheidet im allgemeinen ein unteres und ein oberes Lager, die beide durch den „Oberen Schiefer" voneinander getrennt sind. In einzelnen Fällen treten daneben noch einige untergeordnete Lager auf.

Die Ausdehnung der Eisenerzlager beträgt von der Spalte aus in querschlägiger Richtung gewöhnlich 20—50, höchstens 80 m; die Mächtigkeit der Umwandlung erreicht in der Regel 4—8 m und keilt sich allmählich vollständig aus.

Durch sekundäre Oxydationsprozesse ist namentlich der Spateisenstein des oberen Lagers in Brauneisen umgewandelt, zweifellos spielte bei diesem Vorgang auch hier die Oxydationsmetasomatose eine Rolle.

Kamsdorf zeichnet sich vor den übrigen ähnlichen metasomatischen Eisenerzlagerstätten dadurch aus, daß Kupfererze auf den Gangspalten sowohl als auch in ihrer unmittelbaren Nähe im umgewandelten Kalkstein auftreten.

Die Durchschnittszusammensetzung der Kamsdorfer Erze geht aus folgender Zusammenstellung in Proz. hervor:

	Fe	Mn	CaO	MgO	Al_2O_3	SiO_2	P	S	Cu	$BaSO_4$
Spateisenstein . .	36,0	3,5	4,7	1,80	0,12	4,2	0,20	0,24	—	0,5
Brauneisenstein . .	46,0	5,0	3,6	0,86	0,52	6,7	0,02	0,10	—	1,2
Eisenkalk	15,9	3,6	33,6	0,94	0,05	1,6	—	0,04	0,1	0,3

Der Eisenkalk wird als eisenhaltiger Zuschlag verwandt.

Die jährliche Produktion von Kamsdorf beträgt ca. 120 000 t. Die Erze werden von der Maxhütte zu Unterwellenborn verschmolzen. Es ist aber bemerkenswert, daß die hochprozentigen Erze nicht mehr in größerem Umfange vorhanden sind, daher überwiegen gegenwärtig Zuschlagseisensteine mit geringerem Eisengehalt. Sie werden mit den benachbarten silurischen Chamoisiten und Thuringiten von Schmiedefeld in Thüringen (s. entsprechendes Kapitel weiter unten) verschmolzen.

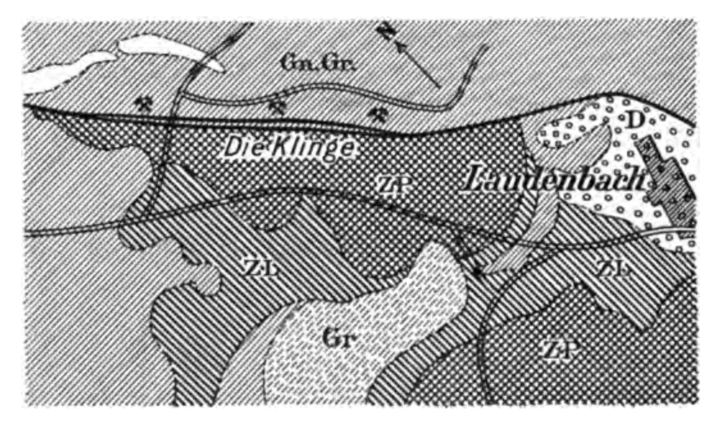
b) Umgegend von Schmalkalden (Stahlberg, Mommel und Klinge).

Literatur.

H. Mentzel, Die Lagerstätten der Stahlberger und Klinger Störung im Thüringer Wald. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 273. — G. Einecke und W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reichs. Archiv f. Lagerstättenforschung 1910, Heft 1. Königl. Preuß. Geol. Landesanst.

Die Lagerstätten treten zwischen Liebenstein und Seligenthal am Südrande des Thüringer Waldes auf und zeigen ähnliche geologische Position wie diejenigen von Kamsdorf. Die südliche Randspalte des Thüringer Waldes, welche das Vorland vom Kerngebirge trennt, ist auch hier nicht einheitlich, sondern zersplittert, so daß der Zechstein infolge zahlreicher Staffelbrüche gelegentlich eine größere Horizontalverbreitung erhält. Eine der beiden Hauptspalten setzt bei Seligenthal nördlich von Schmalkalden durch, sie streicht nordwestlich über den Stahlberg, die Kammerkuppe u. s. w. bis nordöstlich von Beierode und ist unter dem Namen Stahlbergstörung bekannt. Auf ihr und ihren Nebenspalten liegen, abgesehen von einigen Schwerspatgruben, im östlichen Teile bei Seligenthal die Eisenerzgrube „S t a h l b e r g", und im westlichen Teile bei Herges die Eisenerz- und Schwerspatgrube „M o m m e l".

Wenige Kilometer weiter nördlich ist eine zweite parallel streichende



Gr Granit. Gn.Gr. Gneisartiger Granit. ZP Zechstein (Plattendolomit). ZL Zechstein (Obere Letten). D Diluvialschotter. ⚒ Eisensteinvorkommen.

Fig. 84. Verlauf der Klinger Störung mit ihren Brauneisennestern i. M. 1 : 25 000. (Nach S c h e i b e.)

Hauptstörung bekannt, auf welcher die Eisenerzvorkommen der K l i n g e auftreten. Während die Stahlbergstörung meist Buntsandstein gegen Plattendolomit verwirft, grenzt an der Klinger Störung das aus Gneis und Glimmerschiefer bestehende Urgebirge an den Plattendolomit.

An allen drei genannten Lagerstätten bedeckt der Zechstein diskordant den Glimmerschiefer; dabei ist er hier unvollkommen entwickelt, so daß die Glieder des Unteren Zechsteins nur bei Asbach und Liebenstein bekannt sind, während der Mittlere und Obere Zechstein vollständiger vorhanden ist (Fig. 84).

Für die Erzführung ist der Plattendolomit von besonderer Wichtigkeit, weil an ihn hauptsächlich die Erzlagerstätten gebunden sind. Die dickbankigen Dolomite zeigen graue oder gelbbraune Farbe und sind von mürber Beschaffenheit, dazwischen treten mitunter rauchwackenartige, poröse und etwas sandigere Gesteine auf.

Wie bei Kamsdorf, so entstand auch hier aus dem Dolomit zunächst Spateisenstein, der später durch Oxydation teilweise von der Tagesober-

fläche, teilweise von Spalten aus in Brauneisen umgewandelt wurde; er zeigt häufig noch die Struktur des Spateisensteins, ist mitunter aber auch als Glaskopf ausgebildet.

Infolge der bei der Umwandlung in Brauneisen eintretenden Volumenverminderung ist das oxydische Erz porös und locker, aber noch hinreichend fest für den Hochofen. Erdige und mulmige Partien finden sich nur in der Nähe des Ausgehenden. Der Spateisenstein ist grobkristallin und meist lederfarbig; wenn er weißlichgrau und feinkristallin auftritt, hat er weniger Eisengehalt. Der Eisenkalk gleicht dem Kalkstein und Dolomit in Struktur und Schichtung, hat aber im Gegensatz zu demjenigen von Kamsdorf nur 5—12 Proz. Eisen.

Mehr noch wie bei Kamsdorf zeichnen sich die Vorkommen von Schmalkalden durch eine größere Anzahl von Begleitmineralien aus. Am häufigsten ist der Schwerspat, der zum Teil massenhaft in Trümern und Nestern, aber weniger im Spateisenstein als im Brauneisen auftritt; Kalkspat ist nicht selten. Besonders hervorzuheben ist der hohe Mangangehalt des Eisenerzes, welcher bei der Oxydation des Spateisensteins in Form von Pyrolusitnestern konzentriert wurde.

Die Zusammensetzung der Schmalkaldener Erze ergibt sich aus folgender Analysentabelle:

	Fe	Mn	CaO	MgO	$BaSO_4$	SiO_2	Al_2O_3	H_2O	P_2O_5	CO_2	S
Spateisenstein grobkristallin . . .	39,3	5,2	1,1	1,5	—	4,4		—	—	48,2	—
Spateisenstein, dicht	34,9	5,7	0,7	1,4	—	12,37		—	—	44,7	—
Haufwerksanalyse von Spateisenstein	37,3	7,5	—	—	—	—		—	—	—	—
Gerösteter Spateisenstein . . .	52,0	6,7	—	—	—	—		—	—	—	—
Brauneisenstein, Mommel, ältere Durchschnittsprobe	44,3	5,8	1,9	1,1	BaO 6,2	12,7	2,6	7,3	—	—	—
Zersetzter Spateisenstein, Mommel .	40,6	5,1	1,7	3,6	1,4	0,5	0,9	—	0,04	CO_2+H_2O 27,3	—
Brauneisenstein, Handstücke . .	49,2	6,1	CaO+MgO 9,3		—	17,06	1,97	—	—	11,2	—

Die Erze müssen also als gute bezeichnet werden. Als Förderdurchschnitt können 40—50 Proz. Eisen bei 5—6 Proz. Mangan angenommen werden. Schädliche Stoffe sind nur in geringer Menge vorhanden, so daß nur mäßige Zuschläge erforderlich sind.

Die Jahresförderung des Stahlberges und der Mommel (die Klinge ist zurzeit nicht in Betrieb) beträgt ca. 5000 t, sie wird zum Teil in der kleinen Schmalkaldener Hütte verschmolzen. Der Rest geht nach Westfalen. Man gewinnt aus dem Erz ein fast phosphor- und schwefelfreies, hoch manganhaltiges Holzkohlenroheisen, das als Qualitätseisen einen besonderen Ruf genießt.

Iberg bei Grund.

Literatur.

A. v. Groddeck, Lagerungsverhältnisse am Iberg und Winterberg. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1878, Bd. 30, S. 540. — Derselbe, Zur Kenntnis des Oberharzer Kulm. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1882, S. 55. — C. Blömecke, Die Erzlagerstätten des Harzes und die Geschichte des auf denselben geführten Bergbaus. Wien 1885. — W. Rittershaus, Der Iberger Kalkstock bei Grund am Harz. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen in Preußen 1886. — Banniza, Klockmann, Lengemann und Sympher, Das Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. — K. Huhn, Der Iberg. Manuskript im Archiv der Preuß. Geol. Landesanst. 1897. — E. Harbort, Ueber mitteldevonische Trilobitenarten im Iberger Kalk bei Grund im Harz. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1903. — G. Einecke und W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv f. Lagerst.-Forschung. Heft 1. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1910.

Iberg (565 m über der Ostsee) und Winterberg bilden zusammen eine nordwestlich gestreckte, nahe dem westlichen Harzrande gelegene 2,3 km lange und 1 km breite Devon-Ellipse, die sich auch orographisch scharf aus den kulmischen Schiefern und Grauwacken des Oberharzer Plateaus als Horst erhebt. Die scharf ausgeprägte topographische Umgrenzung des devonischen Korallenkalkstockes ist das Ergebnis eines teilweisen Absinkens der kulmischen Schichten an dem Devon-Horst längs der zum Oberharzer Gangsystem gehörigen Spalten. So wird die südliche Grenze insonderheit durch den Silbernaler Gangzug und seine Nebentrümer und Gefährten bewirkt. Freilich ist nicht allenthalben die Begrenzung des Devons gegen Kulm ausschließlich auf tektonische Störungen zurückzuführen, vielmehr erweisen einzelne unterirdische Aufschlüsse eine Anlagerung der Kulmschichten an die Grenzflächen des Korallenstockes, auch setzen die an der Oberfläche sich als Grenzspalten charakterisierenden Verwerfungen in der Tiefe gelegentlich in den devonischen Kalkstock hinein. Von den h. 8—10 streichenden und meist südöstlich einfallenden Begrenzungsspalten und den zahlreichen von ihnen auslaufenden Nebenspalten aus haben die Mineralwässer den Kalk in Spateisenstein unter gleichzeitiger Zuführung von Schwerspat und Quarz umgewandelt. Die Ersetzung des Kalksteines ist nicht regelmäßig und gleichmäßig erfolgt, vielmehr bilden sich kleine schlauchförmig in die Teufe niederziehende, perlschnurartig aneinandergereihte Erzpartien, in denen der Kalkstein bald verkieselt und dolomitisiert, bald in Spateisenstein und sekundär wiederum in Brauneisenstein umgewandelt erscheint. Bei der Oxydation sind die dem Eisenkarbonat isomorph beigemischten Substanzen, insonderheit die Manganoxyde, Kalkspat und Dolomit, zum Teil in ausgezeichneten Kristallen oder Stalaktiten ausgeschieden. Neben dem Schwerspat, der die Lagerstätten vielfach bis zur Unbauwürdigkeit verunreinigt, treten Quarz, Schwefelkies, Kupferkies, Buntkupfer, Malachit und Asphalt auf.

Der Zusammenhang zwischen der metasomatischen Umwandlung des Iberger Kalks und den letzten Phasen der Füllung der Oberharzer Gänge westlich der Innerste ist offenkundig. Einerseits führen die unter dem Namen des „Prinzregenter“ und des „Oberen Ganges“ bekannten Begrenzungsspalten an der südwestlichen Peripherie des Berges die Erz-

füllung der Oberharzer Gänge, anderseits dürfte der Schwerspat des Iberger Eisensteins in genau derselben Weise aus dem benachbarten Zechstein vermittels der westlichen Fortsetzungen der Begrenzungsspalten in Form wäßriger Lösung eingeführt worden sein, wie heute noch die Lautenthaler Solquelle in der Tiefe der Grube das Bariumsulfat in den Röhrenfahrten absetzt.

Form und Intensität der Wasserzirkulation auf diesen Spalten, die, oft weit hinein in den Kalk vordringend, denselben fortführte oder in Eisenstein umwandelte, ist heute noch erkennbar in den zahlreichen Höhlen und Strudellöchern (fälschlich „Gletschertöpfe" genannt), die am Iberge in großer Zahl zu beobachten sind.

Die einzelnen Eisenerznester des Ibergs haben sehr unregelmäßige Form. Erzkörper von 1 m Mächtigkeit können sich bald bis zu 40 m auftun und bald gänzlich auskeilen.

Bei den Erzstöcken läßt sich nicht immer mit Sicherheit nachweisen, ob von den Spalten aus Höhlen entstanden, die nachträglich mit Eisenerz ausgefüllt wurden, oder ob es sich um einen typischen Verdrängungsprozeß handelt.

Da aber beide Lagerstättenarten in engster Vergesellschaftung miteinander auftreten, gehören die Vorkommen am Iberg zweifellos in die Gruppe der Höhlenfüllungen und metasomatischen Lagerstätten.

Die Zusammensetzung des Spat- und Brauneisens geht aus folgenden Analysen hervor, von denen jede den Durchschnitt zahlreicher Untersuchungen in Proz. darstellt:

	I. Ungerösteter Spateisenstein		II. Brauneisenstein	
	Aus dem Prinzregenter-Gang	Aus der alten Grube Pfannenberg und Stieg		
Fe . . .	33,04	31,68	43,15	50,03
Mn . . .	6,02	6,03	8,45	8,66
CaO . .	4,61	3,28	2,11	3,52
MgO . .	2,66	2,62	0,16	Spur
SiO_2 . .	11,25	10,29	10,50	9,98
Al_2O_3 . .	1,17	2,27	3,16	—
S . . .	0,16	0,15	0,05	0,10
P . . .	Spur	0,028	0,05	Spur

Der Eisengehalt des Spateisensteins wechselt im ganzen zwischen 25 und 35 Proz.

Früher ging ein reger Bergbau auf den Lagerstätten um, der aber in den 80er Jahren des letzten Jahrhunderts zum Erliegen kam, weniger infolge des Mangels an Erzvorräten, als aus allgemeinen wirtschaftlichen Gründen, namentlich aber, weil die Eisenhütte zu Gittelde nach dem Aufkommen der Eisenhütten in Westfalen den Betrieb einstellen mußte.

Einecke und Köhler nehmen an, daß eine einzelne Hütte hier für längere Zeit genügend Erzvorrat haben würde.

Schafberg und Hüggel.

Literatur.

W. Trenkner, Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Osnabrück. Osnabrück 1881. — v. Renesse, Bergbau und Hüttenindustrie bei Osnabrück. Nat. Verhandl. Osnabrück 1885, Bd. VI, S. 46. — Bölsche, Die geologischen Verhältnisse der nächsten Umgebung von Osnabrück. Nat. Verhandl. 1885, 42 Korr. 46. — Stockfleth, Die Eisenerzvorkommen am Hüggel bei Osnabrück. Glückauf 1894. — H. Müller, Der Georgs-Marien-Bergwerks- und Hüttenverein 1896. — W. Haack, Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1908. T. L. — E. Haarmann, Die Eisenerze des Hüggels bei Osnabrück. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909. — G. Einecke und W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv für Lagerstättenforschung. Heft 1. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1910.

Zwischen den westlichen Ausläufern des Wesergebirges und des Teutoburger Waldes erheben sich die Rücken des Hüggels und des Schaf-

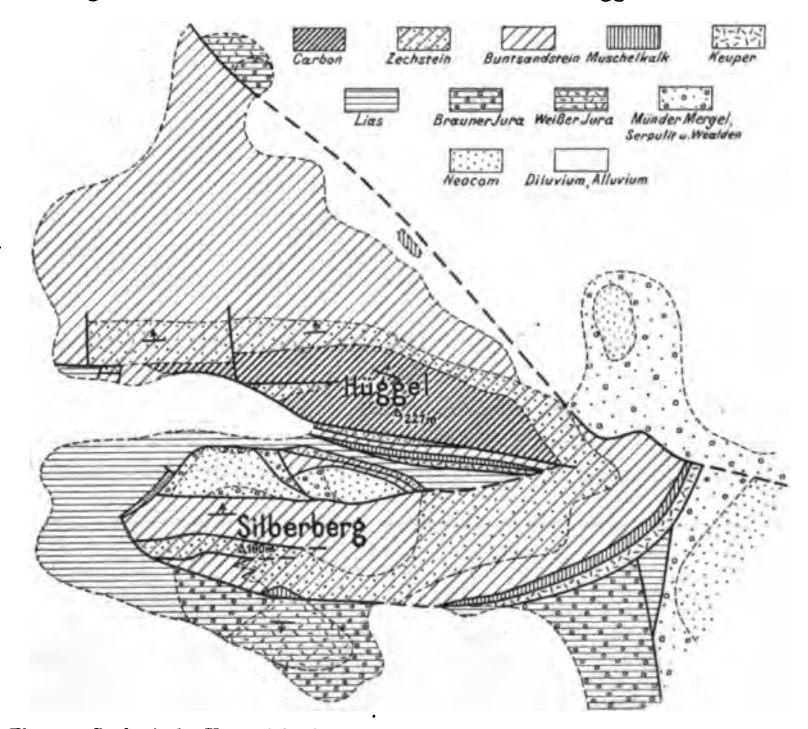


Fig. 85. Geologische Uebersicht des Hüggelgebietes i. M. 1 : ca. 75 000. (Nach Haack.)

berges. Sie bestehen aus produktivem Karbon, welches von Zechstein, Buntsandstein und jüngeren Formationen mantelförmig umgeben wird. Auch hier sind die Eisenerzvorkommen an die Zechsteinformation gebunden, die am Nordrande des Hüggels und am Südrande des Schafberges, soweit der Zechsteinkalk in Frage kommt, in ganz ähnlicher Weise umgewandelt ist, wie bei Kamsdorf und Schmalkalden im Thüringer Walde.

Der Schafberg bildet eine Spezialfalte der großen herzynisch streichenden Hauptfalte. Der auf dem produktiven Karbon liegende Zech-

stein besteht aus dem Zechsteinkonglomerat, dem bis 0,75 m mächtigen Kupferschieferflöz, welches Kupfer nur in Spuren enthält und dünnplattigen dolomitischen Kalken, die die Hauptmasse der Formation bilden. Das Gebiet wird von streichenden und querschlägig verlaufenden Verwerfungen durchsetzt, welche namentlich am Südrande des Schafberges gehäuft sind.

Die Eisenerze sind an die dünnplattigen dolomitischen Kalke gebunden und scharf von ihnen getrennt. Die Erze bilden unregelmäßige Nester von Brauneisenstein, die bald nur wenige Meter, bald über 100 m ausgedehnt sein können, und sich rings um den Schafberg herumziehen. Ueber die Erstreckung in die Tiefe ist nichts bekannt, da die tiefsten Aufschlüsse nur 20 m unter Tage liegen. Der die Erzstöcke umschließende Zechsteinkalk ist gut geschichtet und bildet Bänke von 5 bis 15 cm Stärke, die mit 20—35° nach Süden einfallen. Nur in unmittelbarer Nähe der Eisenerze wird der Kalkstein eisenschüssig und zeigt Röhren von Finger- bis Armstärke, die mitunter mit lockerem Sande ausgefüllt sind.

In den Eisenerzen finden sich Kieseinlagerungen, so daß das Erz im Gegensatz zu demjenigen am Hüggel Rückstand hat. Während einige Brauneisenerzstöcke miteinander verbunden sind, liegen die meisten anscheinend gesondert im Zechsteinkalk. Eine Regel über die Verteilung der Erzstöcke gibt es nicht, sie liegen auch nicht sämtlich in der Streichrichtung der Verwerfungen, man muß vielmehr annehmen, daß sich die Wasser von den Spalten aus neue Wege bahnten. Fast immer ist die Ausdehnung der Erzkörper im Streichen und Einfallen der Zechsteinschichten größer als querschlägig, da die Schichtflächen die Zirkulation des Wassers förderten.

Zweifellos handelt es sich bei den Eisenerzlagerstätten des Schafbergs um metasomatische Umwandlungen des Zechsteinkalkes, wenn man auch über die Herkunft der Lösungen, die die einzelnen Autoren bald aus der Tiefe emporsteigen, bald von der Tagesoberfläche niedersinken lassen, nicht klar ist.

Die Zusammensetzung der Erze geht aus folgender Analyse in Proz. hervor:

	I	II	III	IV	V
Fe_2O_3	74,90	69,16	50,51	—	—
Fe	52,48	48,41	35,36	42,94	42,30
Mn_2O_3	0,37	0,46	7,87	—	—
Mn	0,26	0,32	5,47	2,27	1,92
CaO	Spur	Spur	1,40	2,10	2,70
MgO	Spur	Spur	Spur	—	3,20
SiO_2	6,00	12,10	23,80	17,80	17,60
Al_2O_3	3,18	3,31	3,80	5,59	2,53
P_2O_5	0,22	0,13	0,09	0,907	0,08
P	0,095	0,057	0,03	—	—
SO_3	0,34	0,32	0,20	—	—
S	0,135	0,13	0,08	0,16	0,085
ZnO	2,20	2,35	3,00	1,10	1,15
Zn	1,77	1,89	2,41	—	—
Glühverlust	12,43	12,26	9,51	—	—
Rückstand	—	—	—	10,66	12,25

Das grubenfeuchte Brauneisenerz hat infolge seiner Porösität 35 bis 50 Proz. Wasser; der Eisengehalt ist verhältnismäßig hoch wie bei den meisten metasomatischen Vorkommen; der Mangangehalt wechselt sehr, ebenso der Kieselsäuregehalt, der aber doch im Durchschnitt beträchtlich ist.

Die Erze werden von der Georgs-Marien-Hütte verschmolzen, die sie als Möllerungserz für die überwiegend kalkigen Hüggelerze benutzt.

Das Eisenerzvorkommen am Hüggel ist, wenn man auch eisenärmere Partien mitrechnet, außerordentlich mächtig, da der ganze 30—40 m starke Zechsteinkalk mehr oder weniger eisenreich ist.

Was das Zechsteinprofil anbelangt, so folgt über dem Kupferschiefer zunächst ein 5—10 m mächtiger bituminöser Zechsteinkalk, welcher eisenarm ist, sogenannter Stinkstein. Er wird von den eisenreichen Schichten überlagert, deren Eisengehalt nach dem Hangenden abnimmt.

Als eigentliches Eisenerzlager kann man nur die 8—10 m mächtigen liegenden, eisenreichen Bänke bezeichnen, während die über ihnen folgenden 20—30 m eisenreiche Zuschläge darstellen und als solche gebaut werden. Auch am Hüggel wurde der Zechsteinkalk zunächst in Spateisenstein umgewandelt, der dann später durch die atmosphärischen Wässer zu Brauneisen oxydiert wurde; in den höheren Teilen des Lagers ist der Brauneisenstein infolge vorgeschrittener Verwitterung häufig zu einem dunkelgelben bis braunen Ocker umgewandelt. Am Hüggel erweisen sich auch die hellgrauen eisenkarbonathaltigen Dolomite in der Tiefe so eisenreich, daß man sie als Spateisen bezeichnen kann.

Von besonderem Interesse sind die Aufschlüsse nach der Tiefe in der Spateisensteinzone. Fast überall ist der gelbgraue Spateisenstein hart und von feinkristalliner Struktur; mitunter wechseln dunklere, von bituminösen Beimischungen herrührende Streifen mit helleren ab; auch Wechsellagerung von Spateisen mit Tonschiefern wurde beobachtet. Bemerkenswert ist außerdem das Vorkommen von Stylolithen in den Erzlagern.

Die Spateisensteinlager zeigen im allgemeinen einheitliches Streichen und Fallen; in der Tiefe sind Stellen vorhanden, wo zwischen den einzelnen Bänken enge Hohlräume auftreten, die als Beweis für eine Umkristallisation angesehen werden müssen.

Nach Beyschlag ist das Spateisensteinlager metasomatisch und dadurch entstanden, daß nach der Faltung und Aufrichtung des Hüggels Eisenlösungen auf Spalten und Klüften in den Zechsteinkalk eindrangen, den Kalkstein lösten und Eisenkarbonat absetzten. Bei vollständiger Umwandlung entstand Spateisenstein, während der unvollkommene Prozeß eisenreichen Kalkstein lieferte.

Die Mutterspalten sind bisher noch nicht gefunden worden, sie dürften bei der Umkristallisation des Zechsteinkalks verschwunden sein. Die Störungen, welche das Erzlager gegen nicht umgewandelten Zechsteindolomit verwerfen, dürften jüngeres Alter haben. Die Zusammensetzung der Hüggelerze geht aus folgenden Analysen in Proz. hervor:

	Brauneisenstein			Spateisenstein		Zuschlag	Durchschnittsanalyse eines in Westfalen verhütteten kalkigen Minetteerzes Lothringens (zum Vergleich)
Fe . . .	37,0	42,3	36,9	35,9	31,8	14,9	33,1
Mn . . .	1,7	2,0	1,9	1,8	1,8	1,3	—
CaO . .	7,7	3,2	8,6	10,8	12,4	29,5	15,7
MgO . .	1,3	—	—	3,7	3,6	7,8	—
SiO_2 . .	16,2	17,6	15,2	4,8	5,0	2,4	8,1
Al_2O_3 . .	4,9	2,5	3,2	1,1	1,2	2,8	5,8
S . . .	0,1	0,08	0,08	1,5	0,4	—	—
P_2O_5 . .	0,06	0,08	0,08	0,02	0,02	—	1,62
$CO_2 + H_2O$	24,0	12,2	15,8	25,3	27,3	36,4	8,0
		Zn	Zn				
		0,5	0,5				

Im Durchschnitt haben die Brauneisenerze des Hüggels 35 Proz. Eisen bei 12 Proz. Rückstand und 24 Proz. Wasser. Der Spateisenstein hat weniger Wasser bei 6—10 Proz. Rückstand. Die Erze haben geringen Phosphor- und Mangangehalt und eignen sich für die Fabrikation von Bessemerstahl.

Bieber.

Literatur.

W. Bücking, Der nordwestliche Spessart. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1892, N. F. Heft 12, S. 148. — W. Bruhns, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. 2. Aufl. des Dechenschen Werkes, Berlin 1906, mit Literaturzusammenstellung von 1873—1906. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Bieber und Lorhaupten.

Bieber liegt am nordwestlichen Rande des Spessart. Das kristalline Grundgebirge bildet hier den Kern eines nach Ablagerung des Buntsandsteins entstandenen Sattels, der zum Teil noch von Rotliegendem überlagert durch die Zechstein- und Buntsandsteindecke hindurchragt. Die Flügel des nordwestlich streichenden Sattels fallen nach Nordosten bezw. Südwesten ein. In nordöstlicher Richtung erstreckt sich der Buntsandstein ungestört, während im Südwesten eine nordwestlich streichende Verwerfung die Buntsandsteinschichten abschneidet.

Im Liegenden dieser südwestlich einfallenden, als Rücken bezeichneten Störung, tritt die Eisensteinlagerstätte von Bieber auf. Hier sind Zechsteinkalk und Dolomit der unteren Abteilung des Mittleren Zechsteins durch Eisenverbindungen und Kieselsäure metasomatisch umgewandelt.

Durch den Bergbau wurden vier abbauwürdige Lager bekannt, die als Büchelbacher Lager, als Streitfelder Lager bei der Eisenschmelz, als „Lager“ schlechthin und als Lochbornlager bekannt sind. Nur das letztere, das bedeutendste des ganzen Spessarts, ist gegenwärtig noch im Abbau. Man hat es ununterbrochen auf 2 km Länge vom Galgenberg bis in das obere Lochborner Tal aufgeschlossen und seine streichende Erstreckung

auf weitere 2 km durch Bohrungen nachgewiesen. Es verläuft spitzwinklig zum Sandrücken und wird im Norden von diesem abgeschnitten.

Die Umwandlungszone hat also in genetischer Beziehung nichts mit dem Sandrücken zu tun, der sie im Hangenden um 100 m nach der Tiefe verwirft. Die Breite des 4 km langen Lochbornlagers wechselt ebenso wie die Mächtigkeit. Das Erz hält sich auch nicht an einen bestimmten Dolomithorizont, sondern es hebt sich von Westen nach Osten von den Kupferletten an in immer höhere Schichten, wenn es auch mitunter die ganze Mächtigkeit zwischen den Kupferletten und den Oberen Zechsteinletten ausfüllt. Während die Breite bis 450 m erreicht, kann die Mächtigkeit zu 0—20 m angenommen werden. Im Hangenden und Liegenden ist nur da eine scharfe Grenze, wo petrographisch abweichende, nicht zur Umwandlung geeignete Gesteine auftreten. Bildet Kalkstein das Nebengestein, so ist der Uebergang des Erzlagers in den Kalkstein ein allmählicher.

Die Ausfüllung des Erzlagers besteht im unteren Teile aus bankigem, tonigem Spateisenstein mit Einsprengungen von Fahlerz, Bleiglanz und Kupfererzen; der obere Teil wird von drusigem Eisenerz, welches in dichtes Brauneisen eingebettet ist, gebildet. Wie häufig auf derartigen Lagerstätten ist das Eisenerz mit Manganerzen (Pyrolusit, Manganit, Psilomelan, Wad) vergesellschaftet, die bald selbständige Konzentrationen bilden, bald mit ihm fein vermengt sind. In geringen Mengen findet man Karbonate, Arsenate und Phosphate von Blei, Kupfer und Eisen, die wahrscheinlich durch Oxydation der Sulfide entstanden. Mutmaßlich sind diese Schwermetalle von dem in der Nähe befindlichen Kobaltrücken eingewandert.

Die drei übrigen Lager am Galgenberg und Burgberg bilden die Fortsetzung des Lochborner Vorkommens, ihre Mächtigkeit scheint aber geringer zu sein; die Erze sind mulmiger und ockriger als die des Lochbornlagers und erweisen sich als besonders manganreich.

Man dürfte bei Bieber nicht fehlgehen, wenn man in genetischer Beziehung eine Umwandlung des Kalksteins durch aufsteigende Lösungen annimmt; als Kanäle dürften die Zechsteinrücken gedient haben. Die erste Verdrängung fand durch Eisenerz statt; die Blei-, Kobalt- und Kupfererze sind jünger, und schließlich kamen Schwerspatlösungen, welche sowohl die Gangspalte als die metasomatischen Erzlager durchtränkten.

Der Eisengehalt der Erze schwankt zwischen 19 und 34,45 Proz. bei einem gleichzeitigen Mangangehalt, der bis fast 17 Proz. steigen kann. Der Gehalt an Phosphor erreicht 0,246, an Kupfer 0,56 und an Schwefel 0,17 Proz. Von ungünstigem Einfluß für die Verhüttung ist der Arsengehalt, der bis 0,47 Proz. steigt.

Die Erze sind also trotz des hohen Eisen- und Mangangehaltes wegen der Verunreinigung durch andere Schwermetalle und Arsen schwierig. Die Folge davon ist, daß größere Massen in der Grube bleiben müssen und daß nur eine Hütte die Erze gebrauchen kann, die in der Lage ist, den Arsen-

gehalt ausreichend zu verdünnen; denn es genügt etwa 0,1 Proz. Arsen im Erz, um kaltbrüchiges Eisen zu erzeugen.

Die Produktion von Bieber erreichte in den letzten Jahren 40—60 000 t; der Erzvorrat wird von Einecke und Köhler auf mehrere Millionen t berechnet.

Vereinigte Staaten.

Literatur.

E. C. Harder, The Iron Ores of the Appalachian Region in Virginia. Bull. 380. U. St. Geol. Surv. p. 215. — Mineral Resources of the U. S. 1891 (1893), Twenty Years Progress in Iron and Steel Manufacture in the United States (vergriffen). — J. F. Kemp, The Ore Deposits of the United States and Canada S. 83—188, 8. Abdruck 1906. — H. Ries, Economic Geology with special Reference to the United States. New York 1910. — Charles L. Henning, Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika mit Einschluß von Alaska, Cuba, Portorico und den Philippinen. Stuttgart 1911.

Die Vorkommen dieser Art sind, soweit bekannt, nicht übermäßig zahlreich. Wohl gibt es eine große Anzahl von Lagerstätten, bei denen metamorphische Prozesse mitgespielt haben, indessen sind typische Umwandlungen von Kalkstein in Eisenerz recht spärlich. Es dürfte ziemlich sicher sein, daß man bisher nur einen kleinen Teil der hierhergehörigen Vorkommen der Vereinigten Staaten kennt und daß man den Lagerstätten bisher deshalb so wenig Aufmerksamkeit zollte, weil die durch reine Metasomatose entstandenen Erze für amerikanische Verhältnisse oftmals zu arm sind.

Die Appalachen-Brauneisenerze.

Die Vorkommen treten in den stark gefalteten Sedimentärgesteinen der Appalachen, welche sich vom nördlichen Vermont bis ins zentrale Alabama erstrecken, auf. Das Liegende des erzführenden Komplexes bilden die älteren kristallinen und metamorphischen Gesteine der Appalachen, das Hangenden die Coal Measures.

Die Erzlager treten in Kalksteinen und Dolomiten neben Sandsteinen und Quarziten aller Formationen vom Kambrium bis zur Karbonzeit (Pennsylvanianstufe) auf. In dem stark gestörten Gebiete bilden die Sandsteine und Quarzite meist ausgeprägte Höhenrücken, während die kalkigen Gesteine in den Tälern liegen.

Die Kalksteine enthalten im frischen Zustande geringe Mengen eisenhaltiger Mineralien, und zwar Sulfide, Karbonate und Silikate. Durch spätere Auslaugung und Konzentration bildeten sich die Vorkommen, die man in

a) Mountain Ores,
b) Valley oder Limestone Ores, und
c) Oriskany Ores

einteilt.

Die Mountain Ores finden sich stets an den Flanken oder an der Basis eines Sandstein-, Hornfels- oder Quarzitzuges. In Virginien treten sie in zwei schmalen Zonen auf, von denen die eine sich längs des West-

abhanges der Blue Ridge von Front Royal, Warren County, im Norden bis zu einem Punkte 16 km südlich von Roanoke (Roanoke County) im Süden erstreckt.

Die zweite Zone liegt im New-River-Distrikt im südwestlichen Virginien und scheint die Fortsetzung der ersten zu bilden.

Die Erze treten im unteren kambrischen Quarzit und den auf ihm liegenden Trümmersedimenten auf und bilden kleine unregelmäßige, nicht zusammenhängende Lager. Tertiäre Tone, Sande und Gerölle sind häufig mit ihnen vergesellschaftet. Harder unterscheidet in Bezug auf die Form der Lagerstätten: 1. Nester in Ton (pocked deposits), die sowohl eluvial als fluviatil sind und Verdrängungsmassen oder eckige Fragmente und Trümmer darstellen; 2. Lager in Mergel, welche durch Verdrängungen

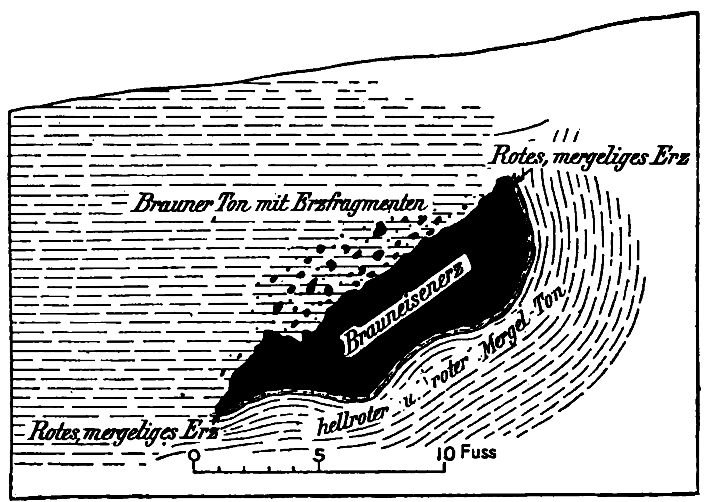


Fig. 86. Mountain Braunerz, als klumpige Masse in Ton vorkommend, Mary Creek-Mine, nahe Vesuvius, Pa. (nach Harder).

von Trümern und Klüften aus erfolgten; 3. Lager in Quarzit, die entweder Breccienlager mit gleichzeitiger Verdrängung des Nebengesteins oder Gänge bilden.

Die wichtigsten Lager bestehen aus unregelmäßigen Erzkörpern von 10—75 m Durchmesser. Am charakteristischsten sind aber die „klumpigen“ Massen (s. Fig. 86), welche stark manganhaltiges Erz führen, dessen Mangangehalt in Form von Psilomelan und Pyrolusit gewöhnlich an einigen Stellen konzentriert ist; das Erz ist heller oder dunkler.

In genetischer Beziehung steht fest, daß das Mountain Ore durch Einwirkung der Tagewässer entstand. Der Eisengehalt der im Hangenden befindlichen Kalk- und Mergelschichten, vielleicht auch teilweise des Quarzites wurde ausgelaugt und an tieferen Stellen da abgelagert, wo günstigere Bedingungen herrschten. Verwerfungen förderten den Prozeß.

Die Valley Ores oder Limestone limonites treten in dem die Mountain Ores begrenzenden Gürtel im Westen und Nordwesten in größeren oder kleineren porösen Massen in engster Vergesellschaftung

mit dem Kalkstein auf, der häufig klippig in den Erzkörper hineinragt (Fig. 87).

Die Erze sind häufig mit Ton vergesellschaftet, ihre Qualität ist im allgemeinen eine bessere als diejenige der Mountain Ores; der Eisengehalt beträgt 40—55 Proz bei 5—20 Proz. Kieselsäure. Meist enthalten sie 0,02—0,1 Proz. Phosphor, das ist weniger als die Mountain Ores; sie sind ebenfalls für den Bessemerprozeß ungeeignet.

Die Lagerstätten entstanden durch deszendierende Lösungen aus dem Kalkstein, haben aber im Gegensatz zu den Mountain Ores den das Liegende des Kalksteins bildenden Quarzit noch nicht erreicht.

Die Oriskany brown Ores haben ihren Namen nach dem Oriskany- (Monterey-) Sandstein und stellen Verdrängungen im oberen Horizont des Lewistown limestone dar.

Wie aus der Fig. 88 hervorgeht, können sie bei verhältnismäßig großer Mächtigkeit bedeutende Tiefe erreichen. Der Eisengehalt der

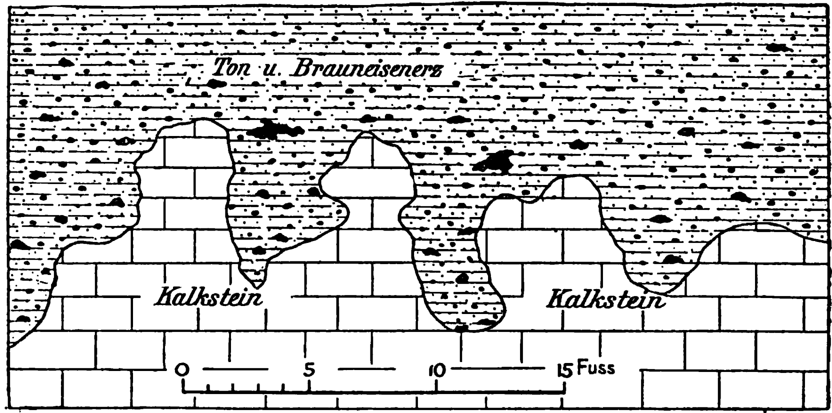


Fig. 87. Struktur der Valley-Brauneisenerzlager der Rich.-Hill-Mine bei Reed Island, Va. (nach Harder).

5—10 m mächtigen Lagerstätten beträgt 35—50 Proz. bei 3—4 Proz. Mangan, 0,06—0,5 Proz. Phosphor und 10—25 Proz. Kieselsäure. Die Aehnlichkeit mit den Mountain Ores ist eine beträchtliche.

Das Eisen der Oriskanyerze stammt aus dem überlagernden Devonmergel, deren beträchtlicher Eisengehalt durch den Monterey-Sandstein in den liegenden Lewistown-Kalk filtriert wurde, den er verdrängt.

Die Genesis der Appalachen-Brauneisenerze ist also ganz ähnlich derjenigen der metasomatischen Vorkommen, die beispielsweise in Deutschland bei Kamsdorf auftreten.

Die reine Form der Metasomatose liegt bei den Oriskany-Lagern vor, während bei den übrigen Typen, wie z. B. den Valley- und den Mountain-Erzen, bereits nachträgliche fluviatile Umlagerungen eine Rolle spielen.

Die West-Tennessee-Brauneisenerze scheinen mit denjenigen der Appalachen verwandt zu sein. Sie erstrecken sich innerhalb einer breiten Zone von der Nordgrenze Alabamas und Mississippis durch das westliche Tennessee und Kentucky. Das Liegende bilden zur Unteren

Kreide gehörige hornfelsartige Kalksteine. Auch in Bezug auf die Zusammensetzung besteht eine große Aehnlichkeit zwischen den West-Tennessee und den Appalachen-Erzen. Die Hauptproduktionsorte sind Russelville, Mannie und Goodrich.

Mutmaßlich gehört auch ein Teil der Ozark-Erze in der Ozark-Erhebung (Ozark uplift) der domförmigen, ca. 2000 m hohen Gebirgsgruppe

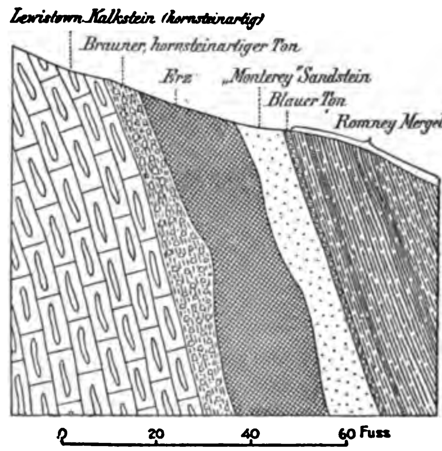


Fig. 88. Oriskany Brauneisenerzlager der Wilton-Mine bei Clen Wilton, Pa. (Nach E. C. Harder.)

hierher, die die südliche Hälfte Missouris und einen schmalen Streifen an der Nordgrenze von Arkansas einnimmt. Die Basis bilden archäische und algonkische Porphyre und Granite, welche von Kambrium, Silur und im Südwesten des Distriktes auch noch von Unterkarbon überlagert werden. Die hier im Kohlenkalk auftretenden Erzvorkommen werden als metasomatische aufgefaßt, deren Eisengehalt kambrischen und silurischen Schichten entstammt und später in den Kohlenkalk infiltriert wurde. Die Lagerstätten scheinen keine große wirtschaftliche Bedeutung zu haben.

Die Manganerzganggruppe.

Wie schon in Bd. I, S. 150 besprochen wurde — siehe auch die Erörterung über die Sedimentation der Eisen- und Manganerzlagerstätten — besitzen Eisen und Mangan in chemisch-geologischer Beziehung viele gemeinschaftliche Eigenschaften; so gehen kleine Gehalte beider Metalle aus den Gesteinen ziemlich gleich leicht in Lösung.

Da aber in den Gesteinen der Erdkruste Eisen viel reichlicher, nämlich etwa sechzigmal so stark als Mangan vorhanden ist (Bd. I, S. 142), sind Manganerzlagerstätten und insonderheit Manganerzgänge auf der Erde viel seltener als Eisenerzlagerstätten. Das Verhältnis beider findet in den Produktionsziffern dieser Metalle einen entsprechenden Ausdruck (Bd. I,

S. 152). Während jährlich über 140 Mill. t Eisenerz gefördert werden, kommen zu normalen Zeiten nur annähernd $1^1/_2$ Mill. t Manganerz, neben ziemlich bedeutenden Mengen von Eisen-Manganerzen, auf den Markt.

Die wirtschaftlich wichtigsten Manganerzkonzentrationen sind die lagerförmigen (im Kaukasus, Südrußland, Ostindien und Brasilien), welche den überwiegenden Teil, etwa 80—90 Proz., der Manganerzproduktion der Welt liefern. Hauptsächlich wegen dieser Konkurrenz und wegen der hohen Anforderungen, die man an die Reinheit des Manganerzes stellt, sind Manganerzgänge nur in seltenen Fällen bauwürdig.

Für die Erklärung der Entstehung der Manganerzgänge ist von besonderem Interesse, daß man es in vielen Fällen nicht ausschließlich mit Spaltenfüllungen, sondern gleichzeitig mit untergeordneten, aber trotzdem oft sehr in die Augen fallenden metasomatischen Umwandlungen des Nebengesteins zu tun hat. In einzelnen Fällen sind die Spaltenfüllungen recht wenig mächtig, so daß die bauwürdige Stärke erst durch die gleichzeitige Metasomatose zustande kommt. Die Lösungen, welche das Manganerz absetzten, hatten offenbar eine solche Zusammensetzung, daß sie sehr energisch auf das Nebengestein einwirken konnten.

Bei Elgersburg im nördlichen Thüringer Walde läßt sich eine metasomatische Umwandlung des Quarzporphyrs, der bekanntlich zu den widerstandsfähigsten Gesteinen gehört, beobachten, die derartig weit fortgeschritten ist, daß nur noch die porphyrischen Quarzeinsprengungen erhalten geblieben sind. Aehnlich vollkommen wurden die Porphyrite verdrängt.

Wegen der Herkunftsrichtung der manganhaltigen Lösungen muß jeder Fall in Bezug auf die Manganquelle besonders untersucht und betrachtet werden. Geringe Manganmengen sind bekanntlich in den meisten Kalksteinen und Dolomiten in Form von Karbonat enthalten. Es besteht also an vielen Stellen der Erdrinde für die einsickernden Tage- und Spaltenwässer die Möglichkeit, Mangankarbonat neben den Karbonaten von Eisen, Kalk u. s. w. aus den Kalksteinen und Dolomiten zu extrahieren. Freilich ist Voraussetzung, daß Sauerstoff nicht mehr vorhanden ist, also bereits anderweitig verbraucht wurde, denn sonst fällt Mangan sehr schnell aus der Lösung des Oxydes aus.

Aus den durch Kohlensäure gekennzeichneten Lösungen wird bei „oxydischer“ Ausfällung Eisen früher als Mangan niedergeschlagen; bei „neutraler“ oder „reduzierender“ scheiden sich dagegen $FeCO_3$ und $MnCO_3$ gleichzeitig aus. In der letzteren Weise entstanden die Gänge von Spateisen, die sich in der Regel durch einen ziemlich hohen Mangangehalt auszeichnen. Weil aber die Lösungen nur in Ausnahmefällen viel Mangan neben nur wenig Eisen enthielten, sind größere Anhäufungen von eisenarmem Manganspat äußerst selten; sie finden sich z. B. in dem Huelvagebiet in Südspanien (siehe den Abschnitt über lagerförmige Manganerze). Typische Spaltengänge mit bauwürdigem Manganspat wurden aber bisher nicht beobachtet.

Bei den durch oxydische Ausfällung entstandenen Gängen werden die Eisenoxyde, besonders Eisenglanz oder Roteisen, und die Manganoxyde

getrennt abgeschieden, und zwar Eisenoxyd früher als Manganoxyd. Es läßt sich häufig am Handstück beobachten, daß unmittelbar an dem nicht umgewandelten Gesteinskern Eisenerz oder eine Eisenerzimprägnationszone auftritt; erst in etwas größerer Entfernung stellt sich dann als Außenrinde Manganerz ein.

Eine ähnliche Reihenfolge läßt sich bei den Gängen konstatieren, wo ebenfalls unter dem Manganerz in vielen Fällen Eisenerz folgt.

Wegen der weiten Verbreitung des Mangans in kalkigen Gesteinen ist also besonders häufig die Gelegenheit zur Bildung von solchen Lösungen gegeben, die von oben her in Spalten eintreten können.

Auch die Silikatgesteine führen ohne Ausnahme etwas Mangan, das bei der Verwitterung oder durch Thermen u. s. w. ziemlich leicht in Lösung geht. Ueberaus häufig sind so die als Dendriten entwickelten Manganbeschläge auf den Klüften selbst in nur ziemlich schwach zersetzten Gesteinen.

Eine bedeutende Anzahl von Manganerzgängen, unter denen freilich nicht viele bauwürdig sind, treten in Eruptivgesteinen auf, und zwar vorzugsweise in Verknüpfung mit sauren, wie Granit, Quarzporphyr u. s. w., häufig auch in Gneis. Wir verweisen in dieser Beziehung auf eine Zusammenstellung von Vogt in der Zeitschr. f. prakt. Geol., 1906, S. 231—233. — Im großen ganzen kennzeichnen sich die basischen Eruptivgesteine durch höhere Gehalte an Eisen und Mangan als die sauren. Das Verhältnis zwischen den beiden Metallen ist aber derart verschoben, daß die sauren Gesteine im Vergleich zum Eisengehalt einen relativ höheren Mangangehalt als die basischen haben. Die durch Zersetzung der sauren Gesteine entstandenen Lösungen können deshalb relativ mehr Mangan enthalten, als die aus basischen stammenden. Hieraus erklärt sich, daß die Manganerzgänge häufiger in sauren als in basischen Eruptivgesteinen vorkommen.

Die Form der Lagerstätten hängt aufs engste mit den genetischen Verhältnissen zusammen. Wenn auch die den einfachen Gängen eigene Form öfters zu beobachten ist, so kommt doch auch eine ziemlich regellose Durchtrümerung des Gesteins häufiger vor.

Die Beobachtungen, die bisher über die Tiefenerstreckung der Manganerzgänge gemacht wurden, ergaben kein bedeutendes Aushalten.

Die Verteilung der Erze in der Gangfüllung ist bald mehr, bald weniger regelmäßig. Bei einem für den Abbau geeigneten Gange muß allerdings die Erzführung eine einigermaßen kontinuierliche sein.

Die Erz- und Mineralführung auf den in Abbau genommenen Manganerzgängen ist keine mannigfaltige, sie beschränkt sich im allgemeinen auf einige Mangan- und Eisenerze. Das liegt jedoch zum Teil an den strengen Anforderungen, die an die Qualität des Manganerzes vom Handel gestellt werden. So dürfte es z. B. sicher gelegentlich Vorkommen geben, auf denen mit den Manganerzen geringe Mengen von Schwermetallsulfiden auftreten; diese können aber aus bergwirtschaftlichen Gründen nicht ausgebeutet werden.

Die primären Manganerze der Gänge erscheinen kristallin, am häufigsten sind Manganit, Braunit, Hausmannit und Pyrolusit. Letzterer entsteht durch Umwandlung aus den erstgenannten Erzen, so daß man oft Pseudomorphosen von Pyrolusit nach Manganit, Braunit oder Hausmannit findet. In der Nähe der Tagesoberfläche können sich durch Verwitterung dieser Erze die amorphen dichten Formen (z. B. Psilomelan) bilden, die gelartige Verbindungen darstellen. Unter den beibrechenden Eisenerzen ist Roteisen besonders häufig.

Als Gangart ist Schwerspat besonders charakteristisch, doch kommt auch Kalkspat ziemlich häufig vor. Die Vergesellschaftung von Manganerzen mit Schwerspat findet sich nicht nur bei den Gängen, sondern wie später gezeigt werden wird, auch auf den metasomatischen Lagerstätten.

Neben einheitlicher derber Gangfüllung, welche auf den gebauten Manganerzlagerstätten infolge der Anforderungen des Marktes besonders gesucht ist, kommt in zweiter Linie die Drusen- und Breccienstruktur und ziemlich selten die lagenförmige Verwachsung vor.

Die Verbreitung der bauwürdigen Manganerzgänge beschränkt sich auf wenige Distrikte Japans, Zentral-Frankreichs und Deutschlands, hier bei Ilfeld am Südrande des Harzes und Ilmenau-Elgersburg im Thüringer Walde.

Die deutschen Manganerzgänge sind nahezu erschöpft. In allen Fällen handelte es sich um kleine Produktionen, die einen minimalen Bruchteil der Manganweltproduktion darstellen.

Die deutsche Manganerzförderung beträgt einschließlich derjenigen Menge, die aus metasomatischen Manganeisenerzen gewonnen wurde, nur 300—400 t jährlich. Da ihr Phosphorgehalt unter 0,05 Proz. bleibt, hatten sie einen Durchschnittswert von annähernd 80 Mk. pro Tonne loco Grube. Aus diesem hohen Werte erhellt die gute Beschaffenheit dieser Erze.

Die Manganerzgänge Thüringens.

Literatur.

Dr. Carl Zerrenner, Die Braunstein- oder Manganerzbergbaue in Deutschland, Frankreich und Spanien. Freiberg 1861. — K. v. Fritsch, Geognostische Skizze der Umgegend von Ilmenau am Thüringer Walde. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1860, Bd. XII, S. 97—155. — H. v. Dechen, Die nutzbaren Mineralien Deutschlands. 2. Aufl. Herausgegeben von Bruhns u. s. w. 1906. — E. Zimmermann, Erläuterungen zu den Blättern Ilmenau und Suhl der geologischen Karte von Preußen u. s. w. 1 : 25 000.

Das Rotliegende des mittleren Thüringer Waldes wird in der Nähe von Ilmenau und Elgersburg von einer größeren Zahl herzynisch verlaufender Verwerfungen durchzogen, die sich namentlich nahe am Gebirgsrande zu einzelnen Gruppen vereinigen. Die mit den Grenzspalten des Waldgebirges übereinstimmende Richtung deutet auf tertiäres Alter der Spaltenzüge, die zum größeren Teile mit Nebengesteinsbruchstücken, zum geringeren mit Manganerzen gefüllt sind. Die drei bedeutendsten Gangreviere sind diejenigen vom Mittelberge und Rumpelsberge bei Arlesberg und Elgersburg und von Oehren-

stock bei Ilmenau. Kleinere Gruppen finden sich noch an der Lütsche, ferner bei Oberhof, Klein-Schmalkalden und vielen anderen Orten.

Mit wenigen Ausnahmen setzen die Gänge am Mittelberg und Rumpelsberg im Quarzporphyr, diejenigen bei Oehrenstock im Porphyrittuff auf. Steiles Einfallen von 70—90°, Fehlen eines hangenden Salbandes, aber deutliches Ablösen gegen das Liegende charakterisieren diese Manganerzgänge als Spaltenzüge, längs deren große Gebirgsschollen

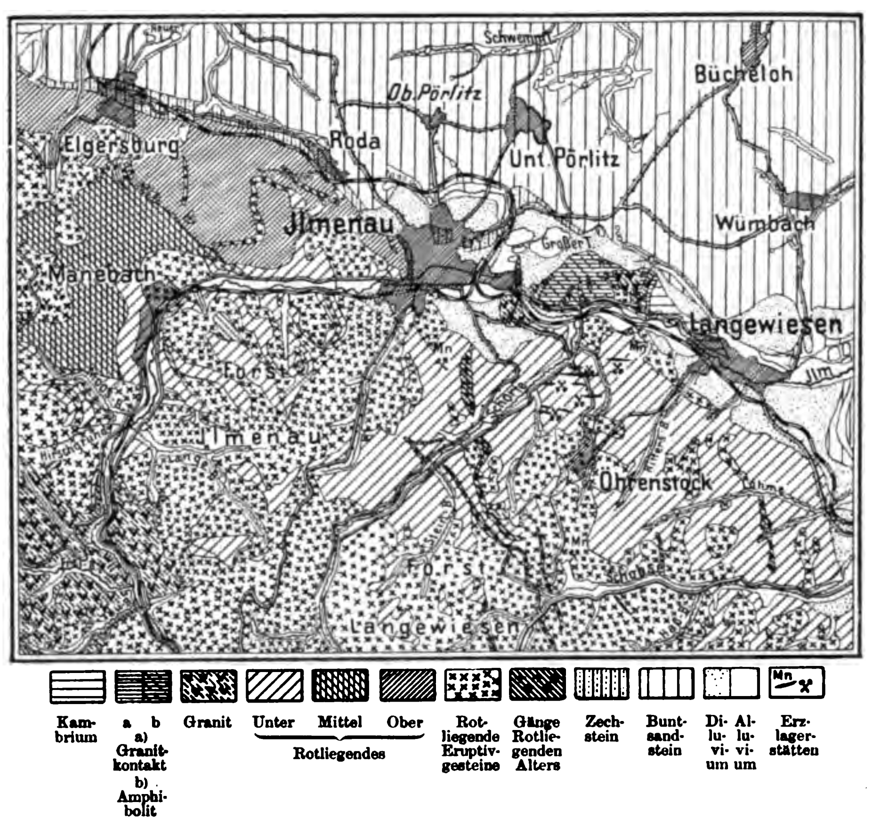


Fig. 89. Die Manganerzgänge des Thüringer Waldes bei Oehrenstock usw. 1 : ca. 100 000. (Nach der geol. Spezialkarte von Preußen usw.)

unter geringer, vertikaler Bewegung zusammengebrochen erscheinen. Die hangende Gangbegrenzung ist oft schwer zu ermitteln und durch allmählichen Uebergang mit dem kompakten Gestein verbunden.

Der Mittelberger Gangzug umfaßt die Vorkommen zwischen den Tälern der Jüchnitz und der Zahmen Gera am Mittelberge, an der Wüsttrumney und dem Himmelreichskopf. Quarzporphyre verschiedener Ergüsse bilden das Nebengestein; ein Einfluß des Wechsels desselben auf die Erzführung ist nirgends erkennbar. Der Hauptgang des Zuges konnte auf den Gruben „Volle Rose“ und „Wilhelms Glück“ auf weite Erstreckung hin edel ausgerichtet werden und erreichte bisweilen

die Mächtigkeit von 4, ja sogar bis 9 m. Die Füllung des Ganges ebenso wie seiner Parallelgänge und Nebentrümer bestand aus Nebengesteinsschollen, die von einem unregelmäßigen Netzwerk von Erz umgeben waren. Psilomelan (örtlich auch Hartmangan oder „Klotzbock“ genannt) ist das Haupterz, hinter dem strahliger Pyrolusit der Menge nach zurücktritt. Schwerspat ist das fast ausschließliche Gangmineral. Reine Erztrümer erreichten gelegentlich 0,4 m Mächtigkeit, Seitentrümer zeigen die Erscheinung, daß von einer nur messerrückenstarken Spalte aus der Porphyr des Nebengesteins völlig schwarz gefärbt und zum Teil unter Erhaltung der Quarzeinsprenglinge in bauwürdiges Hartmanganerz umgewandelt ist.

Der Rumpelsberger Gangzug verbreitet sich hauptsächlich an der Hohen Warte und am Schnittstein, er gleicht in Bezug auf Festigkeit und Frische des Nebengesteins ebenso wie in Bezug auf das Zurücktreten von Gangarten dem Mittelberger Zuge. Der Hauptgang, auf dem die Fortunatus- und Hoffnungs-Zeche bauten, streicht in h 6,5 und fällt mit 70—80° gegen N ein. Bei 0,8—1,5 m Mächtigkeit zeigt der Gangkörper glattes Ablösen vom Nebengestein und eine Füllung von reinem strahligen Pyrolusit, der sich bald in einzelnen Schmitzen am Hangenden und Liegenden hinzieht, bald dagegen das Bindemittel einer aus scharfkantigen Porphyrbrocken bestehenden Breccie bildet.

Zur Rumpelsberger Gruppe gehört noch der bedeutende Gangzug, welcher in der Nähe des unteren Steintales beginnend, vom Jüchnitzgrunde nach der „Hohen Warte“ zu verläuft, auf dem die alten Gruben „Gottesgabe“, „Friedensfürst“ und „Altes Röderfeld“ bauten. Nur im unteren Steintal bildet Konglomerat des Oberrotliegenden das Nebengestein der Gänge, während im übrigen verschiedene, oft sphärolitische Quarzporphyrergüsse dasselbe zusammensetzen. Auch hier überwiegt die breccienartige Füllung in den einfachen, aus Pyrolusit und Psilomelan gebildeten Trümern. Auf dem Alten Röderfeld wuchs die Gangmächtigkeit örtlich bis zu 10 m. Liegende Trümer zeigen sich vielfach von einer intensiv rot gefärbten, mit der Mächtigkeit der Erzfüllung zu- und abnehmenden Zone von Porphyr umhüllt, die nur als Folge einer von der Gangspalte her stattgefundenen Durchtränkung des Porphyrs mit Eisenerzlösungen gedeutet werden kann.

Im Oehrenstocker Felde bilden, wie erwähnt, Porphyrittuffe das Nebengestein der Gänge, die im allgemeinen nur auf kürzere Erstreckung verfolgbar waren. Nur der Gang der Gruben Hüttenholz, Pingen, Luthersteufe, Beschert Glück ist auf 1 km Länge erzführend verfolgt, Kalkspat als Gangart ist für diese Gruppe ebenso charakteristisch wie das freilich mit zunehmender Tiefe seltener gewordene Vorkommen von kristallisiertem Hausmannit und Braunit neben faserigem und strahligem Pyrolusit. Die Gänge streichen hier im allgemeinen h 7 und fallen mit etwa 70° gegen SW. Zahlreiche Bogentrümer und Ablaufende verschleiern oft das Hauptstreichen. Im Liegenden ist ein deutliches Ablösen an einem Salband, an das sich die 10—50 cm mächtige breccienhafte Gangausfüllung anschließt, zu beobachten. Zu den Manganerzen

gesellen sich hier gelegentlich Braun- und Roteisenstein, die auch den mehr vereinzelten Vorkommen bei Oberhof und auf der Kehltalspalte nicht fehlen, ja gelegentlich an dem letzteren Punkte nach der Tiefe zu die Manganerze völlig verdrängen.

Die mit den Begrenzungsspalten des Thüringer Waldes übereinstimmende herzynische Streichrichtung spricht dafür, daß unsere Gänge dem gleichen tektonischen Vorgang ihre Entstehung verdanken, der auch das Absinken des Thüringischen Vorlandes von dem stehenbleibenden Horst des Gebirges herbeiführte. Sie dürften demnach tertiären Alters sein und wird ihre Ausfüllung mit der Miozänzeit begonnen haben.

Was die Herkunft der Erz- und Mineralausfüllung anlangt, so hat man die gelegentliche Zersetzung des Nebengesteins oder auch die Ausbleichung desselben längs der Spalten ebenso wie die Bedeckung der Kluftflächen mit Mangandendriten als Wirkung der Lateralsekretion oder Auslaugung des Nebengesteins erklären wollen (siehe Zerrenner, Die Braunstein- oder Manganerzbergbaue in Deutschland, Frankreich und Spanien. Freiberg 1861, S. 136 u. 157).

Demgegenüber ist darauf hinzuweisen, daß in den meisten Fällen von einer weitgehenden Zersetzung des Nebengesteins keine Rede sein kann, und daß auch der Wechsel in der Art des Nebengesteins (verschiedene Porphyre, Porphyrittuff und Konglomerat) diesen Gedanken völlig ausschließt. Die Erfahrung, daß die Manganerzgänge Thüringens nach der Tiefe zu verarmen — wenngleich bei den Hauptgängen die Grenze der Erzführung nach der Tiefe noch nicht erreicht sein dürfte — und die Analogie in der geologischen Position unserer Gänge mit den noch viel geringere Teufe erreichenden Manganerzgängen von Ilfeld macht es wahrscheinlich, daß dieselben ihre Füllung von oben erhielten. Auch der Umstand, daß örtlich ein Uebergehen der Manganerze in die das Spaltentiefste füllenden Eisenerze beobachtet wurde, spricht für eine solche Auffassung. Unverkennbar ist eine Häufung der Gänge in der Nähe der Randspalten und Randflexuren, unverkennbar ferner die Anreicherung der Schichten mit Manganerzen in der Nähe eingesunkener Schollen oder der randlichen Verbreitung des Zechsteins auf und um das Gebirge. Bei Louisental sind die an der Flexur steil aufgerichteten Zechsteindolomite in mulmige Kupfer-Manganerze umgewandelt. Auf der Kehltalspalte eingesunkene Zechsteindolomitkeile sind in den Bauen der Grube Morgenrot-Alexe in Umbra verwandelt gefunden worden, auch am Raubschloß und am Walsberge zu beiden Seiten des Wilden Geratales sind an Zechsteineinstürze geknüpfte Manganerzvorkommen bekannt. Die Entdeckung verkieselter Zechsteinblöcke auf der Höhe des Waldes bei Oberhof beweist ebenso wie die vorgenannten Einstürze und die hart am Rennstieg erhalten gebliebenen Zechsteinpartien von Scheibe eine einstige völlige Ueberdeckung des mittleren Teiles des Thüringer Waldes mit den Schichten der Zechsteinformation.

Das Verbreitungsgebiet der Thüringer und Harzer Manganerzgänge erscheint daher genetisch abhängig von einer durch die nachtertiäre Denudation zerstörten Zechsteinbedeckung.

Die Manganerzgänge von Ilfeld im Harz.

Literatur.

W. Holtzberger, Neues Vorkommen von Manganerzen bei Elbingerode am Harz. Berg- u. Hüttenmännische Zeitung 1859, Nr. 42, S. 383. — C. F. Naumann, Ueber die geotektonischen Verhältnisse des Melaphyrgebietes von Ilfeld. Neues Jahrbuch f. Min., Geogn. u. Geol. 1860, S. 1. — Carl Zerrenner, Die Braunstein- oder Manganerzbergbaue in Deutschland, Frankreich und Spanien. Freiberg 1861. — H. v. Dechen, Die nutzbaren Mineralien Deutschlands. 2. Aufl. Herausgegeben von Bruhns u. s. w. 1906. — O. Schilling, In „Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten". Blatt Nordhausen von E. Beyrich und H. Eck, 2. Ausg., S. 10, 1893.

Die Manganerzgänge von Ilfeld setzen in den rotliegenden Bildungen auf, welche der Elbingeroder Grauwacke diskordant auflagern und diskordant von Zechstein bedeckt sind.

Das Rotliegende bildet einen mächtigen Schichtenkomplex, in dem

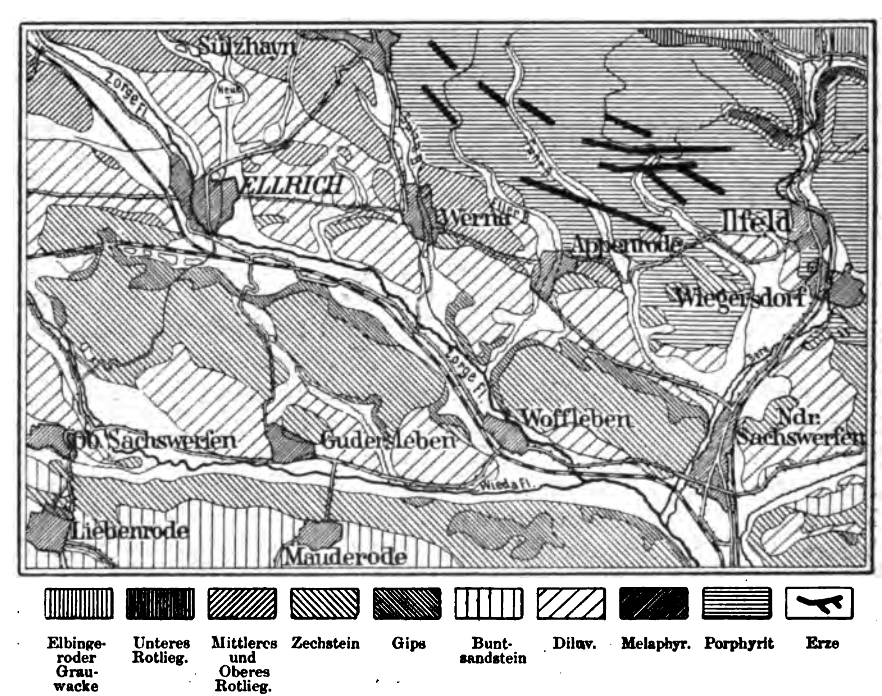


Fig. 90. Die Manganerzgänge von Ilfeld am Harz 1 : ca. 100 000. (Nach den Spezialaufnahmen der Königl. Preuß. Geol. Landesanst.)

Konglomerate mit sandigen und tonigen Sedimenten abwechseln. Es umschließt Decken von Melaphyren, Porphyriten und Felsitporphyren, die erhebliche Mächtigkeiten erlangen.

Man gliedert den Schichtenkomplex in drei Abteilungen, von denen die untere von E. Weiß seinerzeit als Oberkarbon gedeutete durch Konglomerate ausschließlich herzynischen Ursprungs charakterisiert ist. Die mittlere, damals als Unterrotliegendes aufgefaßte Abteilung, enthält die zwischengelagerten Decken von Melaphyr und Porphyrit und besteht im

übrigen aus Konglomeraten und tuffartigen Gesteinen, die neben herzynischem Material auch Trümer von Porphyrit und Melaphyr einschließen. Als Oberrotliegendes wurde nur eine geringmächtige Stufe abgetrennt, die, ebenso wie in den übrigen deutschen Gebiete, von eruptiven Bildungen frei ist.

Für die Betrachtung der Manganerzgänge kommen namentlich die Porphyrite, welche von einem tieferen Melaphyr durch Sedimente getrennt und wenigstens teilweise von Schiefern u. s. w. bedeckt werden, in Betracht. Beide Eruptivgesteine sind, wie C. F. Naumann seinerzeit zuerst nachwies, lagerartig.

Der Porphyrit zeichnet sich durch größere Ausscheidungen von Feldspat, zersetzter Hornblende, seltenem Eisenglanz und Granat in einer dichten bezw. braun, rötlichgrau oder grünlich gefärbten, mutmaßlich aus denselben Bestandteilen bestehenden Grundmasse aus. Er bildet in der Ilfelder Gegend ein unregelmäßiges Gewirr von steilen und klippenreichen Bergkegeln.

Dem Verbreitungsgebiet des Porphyrits gehören größtenteils die Eisenstein- und Brauneisensteingänge an, welche westlich der Behre auftreten. Die Manganerzgänge haben wenige Zoll bis 2 Fuß Mächtigkeit, sie streichen in h 5, 6 bis 10 und fallen ziemlich steil, meist mit 60—80° ein. Am Mönchenberge bei Ilfeld ist die ganze Porphyritmasse mit Manganerz derart durchtrümert, daß sie in einem steinbruchähnlichen Tagebau ausgebeutet werden konnte. Die Tiefe, bis zu der die Manganerzgänge reichen, ist meist gering, sie beträgt gewöhnlich nur 10—12, selten 60 m. Alle Gänge sind von oft zahlreichen Nebentrümern begleitet, deren Erz sich meist ohne Gangart an das Nebengestein anlegt.

Die Erze sind zum Teil dicht, zum Teil kristallisiert, und namentlich die allen Mineraliensammlungen zur Zierde gereichenden Manganitkristalle waren in den oberen Teufen sehr verbreitet.

Die hauptsächlichsten Erze sind Manganit, Pyrolusit, der zwischen beiden stehende Varvizit, Braunit, Hausmannit, Psilomelan und Wad. Als Gangarten treten Schwerspat, untergeordneter Kalkspat (zum Teil durch Mangan gefärbt) und auf der Grube Silberbach Manganspat auf.

Von Wichtigkeit für die Genesis der Manganerzvorkommen ist ihre enge Vergesellschaftung mit Eisenerzgängen, welche hier 1—2 m (im Durchschnitt 1—1,3 m) erreichten, so daß ungefähr ein Drittel der Füllung aus Eisenstein besteht.

Die Grenze gegen das Nebengestein erscheint scharf. Die roten tonigen Bestege an den Salbändern finden als Farbmaterial Verwendung. Soweit Schwerspat vorherrscht, ist die Gangfüllung grobkristallin ausgebildet. Die in den tieferen Gangteilen immer mehr zunehmenden Eisenerze bestehen aus bald reichen, bald unreineren tonigen Roteisensteinen oder aus Glaskopf; beide waren vielfach innig mit Schwerspat verwachsen. Die Gruben gelten als abgebaut.

Die Eisensteingänge können auch im Melaphyrmandelstein auftreten. Hier findet man neben dichten Roteisensteinen gelben Eisenkiesel und roten Jaspis.

In genetischer Beziehung spricht vieles dafür, daß die Schwermetallösungen, welchen sowohl die Mangan- als die Eisenerzgänge ihre Entstehung verdanken, Deszensionswässer waren, die ihren Eisengehalt den vielen eisenreichen Gesteinen des Zechsteins und Rotliegenden entnommen haben dürften.

Die Manganerzlagerstätten Japans.

Literatur.

Mining in Japan, Past and Present. Published by the Bureau of Mines, the Department of Agriculture and Commerce of Japan. 1909.

Seit langem sind reiche Manganerze aus Japan bekannt, welche auf dem deutschen Erzmarkte die höchsten Preise erzielen. Leider war es bisher fast unmöglich, Genaueres über die Lagerstätten zu erfahren, da die Fachliteratur japanisch ist (Fig. 19, Bd. II, S. 80 u. 81). Umso mehr ist das Erscheinen des oben angegebenen Werkes zu begrüßen, welches uns über die hauptsächlichsten japanischen Vorkommen orientiert.

Die Manganerze gehören zu den verbreitetsten nutzbaren Mineralien in Japan und finden sich in nicht weniger als 49 von den 79 überhaupt vorhandenen Provinzen.

Nach dem Alter des Nebengesteins kann man zwei Hauptgruppen von Vorkommen unterscheiden, nämlich erstens solche in paläozoischen oder noch älteren, und zweitens solche in tertiären oder jüngeren Gesteinen.

Aus den vorhandenen Beschreibungen geht nicht immer klar hervor, ob es sich um epigenetische oder syngenetische Vorkommen handelt. Nur in wenigen Fällen wird die Gangnatur direkt angegeben, während, wie unten gezeigt werden wird, in anderen Fällen die Vermutung naheliegt, daß bei den im Streichen und Einfallen der Schichten angeordneten Erznestern nachträgliche, mitunter in Beziehung zu Spalten stehende Vorkommen vorliegen. Wir halten es deshalb für geboten, vorläufig alle Manganerzlagerstätten Japans an dieser Stelle abzuhandeln. Weitere Untersuchungen müssen in der Zukunft erweisen, ob und eventuell welche Vorkommen zu den Lagern gehören.

Die Lagerstätten in älteren Gesteinen sind die verbreitetsten. Sie finden sich im Gneis, Sericitschiefer, Quarzit, in Radiolarienschiefern, Schalsteinen und Tonschiefern meist paläozoischen Alters; ob ein Teil der Gesteine mesozoisch ist, läßt sich vorläufig nicht feststellen.

Meist bilden die Lagerstätten unregelmäßig linsenförmige Körper, deren Hauptausdehnung aber immer annähernd parallel zu derjenigen der Nebengesteinsschichten verläuft. Häufig begleiten Störungszonen die Lager.

Die Größe der Lagerstätten schwankt in weiten Grenzen. Bald sind es nur kleine Nester, bald größere Massen, aus denen 100 oder mehr Tonnen reiner Erze gewonnen werden konnten, bald ermöglichen sie einen länger andauernden Bergbau.

In der Regel treten die Erze ausschließlich in der Oxydationszone, also über dem Grundwasserspiegel auf; sie werden dann gewöhnlich im Tagebau oder durch kleine Schächte gewonnen.

In mineralogischer Beziehung stellen die dortigen Erze vielfach Gemenge mehrerer Oxyde, wie Psilomelan, Pyrolusit, Wad u. s. w., dar. In seltenen Fällen trifft man Manganit in kleinen prismatischen Kristallen als Hohlraumauskleidungen im Erz (Mutsu und Echigo), nicht selten bildet der Psilomelan kompakte, radial-faserige Aggregate (Ugo und Noto).

In der Tiefe findet man öfter Rhodonit mit den Oxyden vergesellschaftet. Die japanischen Forscher sind deshalb geneigt anzunehmen, daß die Oxyde Zersetzungsprodukte von Rhodonit und anderen Mangansilikaten darstellen.

Bei Toba in Shima ist das Erz gelegentlich mit einem lichtgelblichen phosphorhaltigen Mineral vergesellschaftet, welches häufig Fragmente von Manganerz umschließt und demnach jünger als das letztere sein muß.

Die zweite Gruppe der Manganerzlagerstätten tritt im Tertiär und Quartär auf. Derartige größere Erzanhäufungen finden sich in Noto, Ugo, Mutsu und Hokkaido. Bei Searashi in Noto treten unregelmäßige Massen von Nuß- bis mehrere Tonnengröße in einer meist vertonten grünlichen Tuffbreccie auf. Das Erz ist gewöhnlich mit Jaspis vergesellschaftet, der wahrscheinlich durch Gesteinsverkieselung erzeugt wurde. An der Küste von Koiji in Sudzumizaki, Noto, finden sich seltenere Manganerzanhäufungen in einem Gebiete, welches mutmaßlich von Basalt unterlagert wird.

Bei Fuku-ura, Mutsu, ist ein 2—4 Fuß mächtiges, lagerähnliches Manganerzvorkommen einem tertiären Schiefer eingeschaltet. Zwischen den Erzlagern treten konkretionäre Massen auf, die fast parallel der Schichtung des Nebengesteins angeordnet sind. Die erzführenden Teile des Gesteins sind vertont und werden als Shabontsuchi (Seifenton) bezeichnet, während man die Erzkonkretionen Shabonkui (Seifenesser) nennt.

Auch hier ist das Erz mit Jaspis (Toraishi = Tigerstein) vergesellschaftet, den man häufig mit Manganoxyd umkleidet findet.

Bei Owani im südlichen Teile von Mutsu tritt ein ungefähr 3 Fuß mächtiger Manganerzgang in verändertem Liparit auf. Das Gestein ist auf beiden Seiten des Ganges zu Seifenstein vertont.

Bei Hokkaido sind Gruben in den Provinzen Shiribeshi und Oshima im westlichen Teile der Insel im Betriebe. Die Pirikagrube (Shiribeshi) liegt annähernd 8 Meilen nordwestlich von Kunnui, einer Station an der Hakodate-Otaru-Eisenbahn.

Das Erz tritt hier in unregelmäßigen 1—3 Fuß mächtigen Massen in einer aus Sandstein, Schiefer und Breccie bestehenden tuffigen Schicht auf, die N 70° Ost streicht und unter einem Winkel von 75° nach Nordwest einfällt.

Der erzführende Horizont wird von einem grobkörnigen Hornblendegranit unterlagert und von einem mutmaßlich diluvialen Kies bedeckt.

In dem letzteren kommt ebenfalls Manganerz in unregelmäßigen Lagen vor. Da es die Granit- und Andesitgerölle überzieht und die Wurzeln der Bäume umkrustet, ist hier der Beweis geliefert, daß es sich um nachträgliche, jugendliche Konzentrationen handelt.

Die japanischen Manganerze enthalten:

45—57, meist 50—55 Proz. Mangan,
1—5, meist ca. 3 Proz. Eisen,
1—21, meist 2—7 Proz. Kieselsäure,
Spuren oder keinen Schwefel,
0,02—0,7, meist 0,08—0,16 Proz. Phosphor,
Kein, Spuren oder sehr wenig Kupfer,
3 bis gelegentlich 21 Proz., meist 4—6 Proz. Wasser.

Außer den geschilderten Vorkommen gibt es eine weitere Gruppe von Lagerstätten, die zwar eine lagerartige Anordnung der kleinen oder größeren Erzkörper zeigen sollen, von denen aber ausdrücklich ausgeführt wird, daß das unmittelbare Nebengestein des Erzes vertont ist, und daß die Gerölle in einer mutmaßlich diluvialen Kiesschicht einen Ueberzug von Manganerz zeigen.

Hier dürfte es sich also trotz der Lagerform um epigenetische Vorkommen handeln, welche dadurch entstanden, daß Manganerzlösungen die Gesteine durchtränkten. Die Herkunft dieser Lösungen ist noch nicht geklärt. Zum Teil dürften sie dem in porösen Schichten niedersinkenden Oberflächenwasser, zum Teil aber auf Spalten zirkulierenden Wässern entstammen.

Schließlich ist eine letzte Gruppe von Erzvorkommen vorhanden, die möglicherweise echte Lagernatur besitzen.

Die Manganerzproduktion Japans betrug im Jahre 1907 20327 long tons; davon stammten 874 t aus Skiribeshi, 3237 t aus Tamba, 2259 t aus Mutsu, 1671 t aus Bungo und der Rest von 4419 t aus 17 kleineren Grubenbezirken oder Schürfen. — Im Jahre 1908 fiel die Produktion auf 10890 und 1909 auf 8708 t, um 1910 wieder auf 11120 t zu steigen.

Die metasomatischen Eisen-Mangan- und Manganerzlagerstätten.

Wie bereits bei der Schilderung der metasomatischen Eisenerzlagerstätten hervorgehoben worden ist, ist der Uebergang zwischen beiden Lagerstättengruppen ein ganz allmählicher, so daß auf ein und demselben Vorkommen bald Brauneisen, bald Manganerz gewonnen wird. Infolgedessen deckt sich im allgemeinen die Verbreitung der aus Kalk und Dolomit entstandenen metasomatischen Manganerz- mit derjenigen der metasomatischen Brauneisenerzlagerstätten. Als Eisen-Manganerzlagerstätten wird man, wie bereits erwähnt, diejenigen ansprechen, bei denen der Mangangehalt im Eisenerz 12—30 Proz. beträgt. Wir rechnen deshalb

die Vorkommen des Bingerbrücker Kalkzuges und dasjenige der Lindner Mark bei Gießen hierher.

Die Entstehung der Vorkommen ist die gleiche wie diejenige der metasomatischen Brauneisenerze; auch sie sind häufig später durch die Einwirkung von Tages- oder Spaltenwasser zertrümmert, dabei teilweise umgelagert und gelegentlich von fließendem Wasser aufbereitet worden.

Die Form der Vorkommen ist bei vollständiger Umwandlung des Kalksteins eine lagerartige, bei unvollständiger eine unregelmäßige bis nesterförmige.

Die Tiefenerstreckung ist abhängig von der Verbreitung des Kalkes. Die Verteilung der Erze ist selten so regelmäßig wie bei den metasomatischen Spat- und Brauneisenlagerstätten.

Ueberall da, wo die umgewandelten Kalke einen Tongehalt hatten, bleibt dieser als sogenannter Rückstandston liegen und ist häufig derart regellos und innig mit dem Erz vermengt, daß das Fördergut gewaschen werden muß.

Die Erze sind dieselben wie bei den analogen Brauneisenvorkommen. Dabei sind die Manganerze meist derart in der Eisenerzmasse verteilt, daß sie als Konkretionen oder Knauern in einem mulmigen Brauneisenerz eingebettet erscheinen. Es sind häufig erdige amorphe Erze, wie sie durch die Umwandlungs- und Konzentrationsprozesse infolge echter Verwitterungsvorgänge entstehen, denen gegenüber die kristallinen Anreicherungen von Manganerz jünger sein dürften.

Bei den Manganerzgängen wurde als charakteristische Gangart Schwerspat genannt; er ist auch fast stets auf den metasomatischen Eisen-Mangan- und Manganerzvorkommen vorhanden. Man führt sein regelmäßiges Auftreten auf den geringen ursprünglichen Bariumgehalt der umgewandelten Kalke zurück, die ihn in Form von Karbonat enthalten haben. Bei der Umwandlung dürfte das Barium vielleicht als Bikarbonat in Lösung gegangen und dann als Schwerspat — anscheinend etwas früher als der Mangan- bezw. Eisenerzabsatz — bei vollständiger Umwandlung des Kalkes — ausgeschieden sein. Die Kristalle, die im Erz eingewachsen erscheinen, können bedeutende Dimensionen haben.

Die Verwachsung der Erze ist meist eine massige, dagegen eine brecciöse, wenn von den Spalten aus nur der größte Teil des Nebengesteins umgewandelt wurde, so daß unveränderte Kalkstein-Kerne, -Bruchstücke und -Schollen erhalten blieben.

Primäre Teufenunterschiede wurden bei den geringen Mächtigkeiten, um die es sich bei den umgewandelten Kalken handelt, nur insofern beobachtet, als nicht jede Kalklage zur Umwandlung geeignet erscheint und infolgedessen eine Wechsellagerung zwischen Kalkstein und Mangan- bezw. Eisen-Manganerz entstehen kann. Sekundäre Teufenunterschiede kommen nicht in Frage.

Als akzessorisches Schwermetall ist mitunter Kupfer bemerkenswert, welches auch in den Spalten und Gängen, von denen aus die Metasomatose stattfand, auftreten kann. Auf derartigen Lagerstätten kommt es dann

in Bezug auf Kupfer zur Bildung von Zementationserzen, während die Manganerze an und für sich keine Zementationsanreicherung bilden. Die reichen Kupfererze liegen dann in und unmittelbar unter der Oxydationszone der Manganerze.

Wegen der bereits in der Einleitung geschilderten Verhältnisse werden metasomatische Eisen-Mangan- und Manganerzlagerstätten nur an wenigen Stellen gebaut. Die hauptsächlichsten Vertreter der Eisen-Manganerzvorkommen sind die Lindner Mark bei Gießen, die Lagerstätten auf dem Bingerbrücker Kalkzuge und diejenigen im Zechsteinmantel des östlichen Odenwaldes.

Ueber die Zusammensetzung der Manganerze gilt im allgemeinen das an der entsprechenden Stelle bei den Gängen Ausgeführte, jedoch mit der Einschränkung, daß die Erze der metasomatischen Vorkommen oft nicht so rein sind, als die gangförmigen; sie finden deshalb in der chemischen Industrie kaum Verwendung; dementsprechend sind auch die Preise niedriger.

Die Eisen-Manganerzlagerstätten am Südrande des Taunus und des Soonwaldes.

a) Oberroßbach, Biebrich und Bingerbrück.

Literatur.

E. Dieffenbach, Section Gießen der geol. Spezialkarte des Großherzogthums Hessen im Maßstab 1 : 50 000 nebst Erläuterung. Darmstadt 1856, S. 21. — F. Beyschlag, Die Manganeisenerzvorkommen der „Lindner Mark" bei Gießen in Oberhessen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 94. — C. Chelius, Eisen und Mangan im Großherzogtum Hessen und deren wirtschaftliche Bedeutung. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, S. 356. — Derselbe, Der Eisenerzbergbau in Oberhessen an Lahn, Dill und Sieg. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, S. 53. — R. Delkeskamp, Die technisch nutzbaren Mineralien und Gesteine des Taunus und seiner nächsten Umgebung. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, Bd. XI, S. 265. — W. Venator, Die Deckung des Bedarfs an Manganerzen. Stahl und Eisen 1906, S. 65. — P. Krusch, Die Untersuchung und Bewertung der Erzlagerstätten. 1. Aufl. Stuttgart 1907, Ferdinand Enke. — Jüngst, Die Manganeisenerzvorkommen der Grube Elisenhöhe bei Bingerbrück. Glückauf, Jahrg. 43, 1907, S. 993. — Bodifée, Ueber die Genesis der Eisen- und Manganerzvorkommen bei Oberroßbach im Taunus. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907, S. 309. — W. Venator, Zur Deckung des Bedarfs an Manganerzen. Stahl und Eisen 1908, S. 876. — Einecke und Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv für Lagerstättenforschung. Heft 1. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1910.

Der vorwiegend aus quarzitischen Gesteinen bestehende Gebirgsrand enthält vorzugsweise an drei Stellen, nämlich zwischen Oberroßbach und Köppern, Bingerbrück und Biebrich und Bingerbrück und Stromberg Eisen-Manganerze.

Die Lagerstätten von Oberroßbach-Köppern liegen nach v. Reinach in einem parallel zum Taunus südwestlich streichenden Graben, in den der gefaltete mitteldevonische Kalk zwischen vordevonischen und devonischen Schichten eingesunken ist. Da Tertiär die Oberfläche verhüllt, steht der Kalkstein nirgends zutage an und der tektonische Zusammenhang zwischen der Grabenversenkung, dem anstoßenden Plateau

und der beide verhüllenden Tertiärdecke ist nicht zu erkennen. Auch der Stringocephalenkalk wurde nicht in allen Gruben aufgeschlossen.

Man unterscheidet zwei Typen von Erzlagern, nämlich einen unmittelbar auf dem Kalkstein liegenden, z. B. nördlich von Oberroßbach und einen zwischen Tonschiefer und Tertiär eingebetteten, z. B. bei Könnern, bei dem man den Kalkstein noch nicht kennt.

Bei Oberroßbach, wo der Bergbau nur noch geringe Ausdehnung hat, fällt der dolomitisierte Stringocephalenkalk, den man auf 1 km Länge kennt, durchschnittlich mit 50° nach Südosten ein. Er ist unregelmäßig zerklüftet und bildet das unmittelbare Liegende der Erze, die von tertiären Sanden und Tonen bedeckt werden. Die Erze treten in Nestern, Taschen und langgestreckten talartigen Vertiefungen auf; sie kommen auf der verruschelten, steil stehenden Grenze zwischen Kalkstein und Schiefer vor und zeigen mit ihren Schiefer-, Ton- und Sandeinlagerungen die Merkmale transportierten Erzes.

Die Mächtigkeit schwankt sehr. Während sie in den Vertiefungen des Kalksteins 10—20 m erreicht, fehlt das Erz auf den Klippen häufig

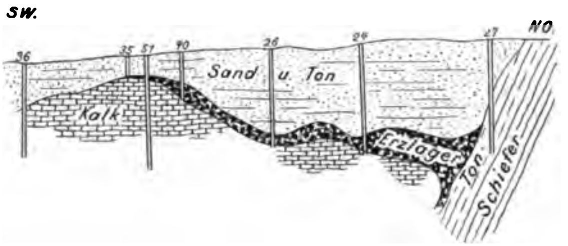


Fig. 91. Querprofil durch die nördlich von Oberroßbach gelegenen Lagerstätten. Maßstab 1 : 2200. (Nach Einecke und Köhler.)

ganz. Das Erzlager besteht aus Brauneisen mit wechselndem Mangangehalt und nesterartigen Ausscheidungen von Pyrolusit und Psilomelan (Fig. 91).

Ein zweites Erzlager liegt ungefähr 1 km westlich ohne erkennbaren Zusammenhang mit Kalkstein. Es ist wahrscheinlich die westliche Fortsetzung des steil stehenden Teils des östlichen Lagers. Man kennt es auf 100 m Tiefe und 300 m streichende Entfernung. Vor ersterem Vorkommen ist es durch Mächtigkeit und geschlossene Lagerung ausgezeichnet. Im Hangenden ist das Erz erdig und in der Regel mit Quarzitbruchstücken des tertiären und diluvialen Nebengesteins vermischt (Fig. 92).

Hier dürfte es sich nicht um einen primären Absatz von Lösungen, sondern um eine Trümerlagerstätte handeln. Das primäre Vorkommen scheint metasomatischer Entstehung zu sein.

Die in der Lagermasse enthaltenen Schiefer- und Quarzitbruchstücke sind zersetzt und zusammengepreßt und bilden tonige und sandige Zwischenmittel. Der Uebergang zwischen Erz und Geröll ist ein allmählicher.

Das Vorkommen von Köppern am Südrande des Taunus liegt auf Quarzit und wird von ihm durch aufgelösten Quarzit und Ton getrennt und von miteinander wechsellagernden Ton- und Sandschichten bedeckt. Auch hier ist die Lagerstätte sekundär. Die hochprozentigen Eisen- und

Manganerzkonkretionen sind wenig zahlreich. Das Einfallen beträgt 15° bei 4 m durchschnittlicher Mächtigkeit; man kennt das Vorkommen bis 50 m Tiefe.

Die Lagerstätten von Biebrich-Bingerbrück liegen am Südrande des Rheintals zwischen Bingen und Biebrich, wo der Rhein die Taunuskette erreicht und bis zum Durchbruch an der Grabenversenkung bei Bingen ostwestlich verläuft. Die Vorkommen sind über die ganze Fläche des Quarzitrandes verbreitet aber nur an wenigen Stellen, wie z. B. auf den Gruben Hörkopf, Kons. Schloßberg und Dachsbau, Hallgarten und Neudorf bauwürdig; nur die Grube Kons. Schloßberg hat einen geringen Betrieb.

Das Liegende des Erzes bilden der Quarzit oder die durch Zersetzung entstandenen Sande und Konglomerate; mitunter liegt zwischen ihnen und dem Erz noch eine Tonschicht. Das Hangende besteht aus 10 bis 30 m mächtigen Tonablagerungen mit Geröllen.

Die Stärke und Zahl der Lagerstätten schwankt sehr. Die Lagermasse erreicht durchschnittlich 2—3 m Mächtigkeit. Die Grube Kons. Schloßberg, die wichtigste des Bezirks, führt Brauneisen mit Psilomelan

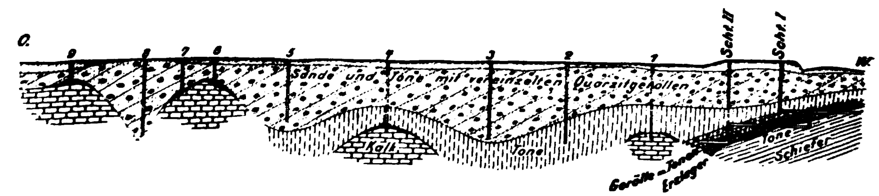


Fig. 92. Querprofil durch die südlich von Oberroßbach gelegene Lagerstätte. Maßstab für die Höhe 1 : 2500. Maßstab für die Länge 1 : 7500. (Nach Einecke und Köhler.)

und Pyrolusit, während auf Grube Hörkopf Roteisen auftritt. Die Erzlager scheinen da manganreicher zu werden, wo Quarzitrücken aus dem Liegenden in das Lager oder in das Tertiär hineinragen.

Die Gruppe Stromberg-Bingerbrück liegt zwischen den beiden genannten Orten auf dem linken Ufer des Rheins. Hierher gehören die Gruben Concordia bei Stromberg, Amalienhöhe bei Waldalgesheim und Elisenhöhe mit der Schachtanlage bei Weilerwest und dem Bingerlochstollen.

Die Lagerungsverhältnisse sind hier ähnlich den oben beschriebenen. Das Vorkommen von Amalienhöhe ist bis 115 m Tiefe aufgeschlossen, schiebt nach Südwesten ein und erreicht bedeutende Länge und Breite. Während auf der 18 m-Sohle der Erzkörper einen Querschnitt von 60 × 50 m hat, zeigt er bei 85 m im Maximum 200 × 120 m, verschlechtert sich allerdings nach der Tiefe zu in der Erzqualität. Kalkstein wurde hier im allgemeinen nicht angefahren, soll aber auf der 85 m-Sohle in einer nach Süden gerichteten Versuchsstrecke erreicht worden sein.

Die Lagermasse ist von Ton, Schiefer, Quarzitbreccie, Geröll und Sanden durchsetzt und hat zahlreiche tonige Rutschflächen. Zweifellos sind die Erzmassen also durch Wasser zusammengetragen worden.

Auf der Grube Elisenhöhe liegen die Erze auf Dolomit, reichen aber nach dem Hangenden bis in das Tertiär. Die Lagerstätte schiebt unter

steter Aenderung der Form und des Inhaltes nach Norden ein. In der Stollensohle hat sie nur 1600, auf der 20 m-Sohle 6000, auf der 60 m-Sohle 4000 qm. Die Lagerfüllung ist dieselbe wie bei den übrigen Vorkommen. Das Fördergut hat 20 Proz. Mangan, 30 Proz. Eisen und 15 Proz. Rückstand.

In genetischer Beziehung sind die behandelten Lagerstätten im allgemeinen an Störungszonen gebunden und aller Wahrscheinlichkeit nach zunächst durch Eisen- und Manganlösungen, die auf den Spalten zirkulierten, aus dem Stringocephalenkalk entstanden. Später wurden die ursprünglich metasomatischen Eisenerzlager durch Wassertätigkeit zerstört und meist in der Nähe, mitunter wohl aber auch in größerer Entfernung, als Trümmerlager abgesetzt.

Die Störungen, welche man ziemlich häufig in der Lagermasse antrifft, sind die Folge von Gebirgsbewegungen, sie gingen in jüngerer Zeit auf den Verwerfungen vor sich.

Während das Alter der metasomatischen primären Lagerstätte nicht feststeht, dürften die Trümmerlagerstätten tertiär sein.

Einecke und Köhler schätzen die Vorräte auf den drei genannten Gruppen auf 1 500 000 t.

b) Das Eisen-Manganerzvorkommen der Lindener Mark bei Gießen.

Die das großartigste derartige Vorkommen Deutschlands darstellende Lagerstätte liegt eine halbe Stunde von Gießen und wird durch mehrere große Tagebaue ausgebeutet. Das Erz bildet ein unregelmäßiges Lager auf mitteldevonischem Stringocephalenkalk, welches von mächtigen hellrötlichen bis weißen Tonen, vermutlich tertiären Alters mit fluviatilen Kiesablagerungen, überdeckt wird. Der Kalkstein ist nur an wenigen Stellen in seiner ursprünglichen Beschaffenheit zu beobachten, meist wurde er zu einem eisen- und manganhaltigen Dolomit umgewandelt. Die Oberfläche ist durch fließendes Wasser zerfressen und hat zahlreiche napf- und taschenförmige Vertiefungen. Die Grenze zwischen gewinnbarem mulmigen Erz und liegendem Dolomit ist an manchen Stellen nicht scharf, während an anderen hellgelber Dolomit deutlich gegen das Erz absetzt; dabei überzieht in der Regel eine Kruste hochprozentigen Manganerzes die unregelmäßige Dolomitoberfläche.

Auch gegen den hangenden Ton ist die Grenze des Erzkörpers nicht scharf, sondern der Ton bildet unregelmäßige, taschenförmige Vertiefungen im Lager. Die Mächtigkeit unterliegt bedeutenden Schwankungen, erreicht bis 31 m und beträgt im Durchschnitt 8 m.

Die Qualität des Erzes wechselt sehr. Im Lager selbst treten taube, tonige Massen von Linsen- oder Schlauchform auf. Die Hauptmasse des Erzes besteht aus mulmigem Brauneisen, in dem Konzentrationen von Pyrolusit, Polianit, Wad und Manganit liegen.

Die durchschnittliche Zusammensetzung des Fördergutes beträgt annähernd 20 Proz. Eisen und 20 Proz. Mangan, das Erz ist also ein

typisches Eisen-Manganerz, welches nach dem früheren Besitzer der Grube auf dem Markt als Fernie-Erz bezeichnet wird.

In genetischer Beziehung ist das Vorkommen ursprünglich metasomatisch und entstand durch Verdrängung des Stringocephalenkalkes, später, mutmaßlich in der Tertiärzeit, wurde es zum größten Teil zerstört und als Trümmerlagerstätte wieder abgesetzt.

Die wirtschaftliche Bedeutung der oben beschriebenen Vorkommen des Taunusbezirkes und der Lindener Mark geht aus folgenden Angaben hervor: Im Jahre 1910 waren 10 Gruben im Betriebe, welche 278 055 t Eisen-Manganerze lieferten. Der durchschnittliche Eisengehalt betrug 23,5 Proz. bei wechselndem Mangangehalt. Der Durchschnittswert der Förderung kann zu 8 M. pro Tonne angenommen werden. Fast die ganze Masse des Roherzes war unmittelbar verkäuflich.

Zum Vergleich diene die Gesamtförderung an Eisenerzen in ganz Deutschland im genannten Jahre, welche 22 964 765 t betrug.

Die Kupfererzganggruppe.

Die Kupfererzgänge stellen den Blei-Silber-Zinkerzgängen ähnliche Spaltenfüllungen dar, auf denen als primäre Erze fast ausschließlich geschwefelte Kupfererze auftreten. Von den Gangarten ist Quarz, bisweilen von Turmalin begleitet, am häufigsten; in selteneren Fällen überwiegt Kalkspat, der gelegentlich mit Schwerspat und Flußspat vergesellschaftet ist; nur ganz ausnahmsweise sind die beiden letztgenannten Gangarten vorherrschend.

Einen besonderen Typus stellen diejenigen Lagerstätten dar, auf denen neben Quarz Spateisen die bei weitem charakteristischste Gangart ist und einen großen Teil der Gangfüllung ausmacht.

Die Kupfererzgänge enthalten häufig etwas Bleiglanz und Zinkblende. Da anderseits einige der Blei-Zinkerzgänge neben Silbererzen, Bleiglanz und Zinkblende auch etwas Kupfererz führen, so stellen derartige Lagerstätten Uebergänge beider Ganggruppen dar. Abgesehen davon, daß auf einigen Blei-Zinkerzgängen der Kupfergehalt ein recht erheblicher werden kann, gibt es vereinzelte Distrikte, die ganz besonders reichlich Kupfererze führen. So entsteht die „kupferige Fazies der kiesigen Bleiformation", als deren Vertreter z. B. einige der Gänge von Himmelfahrt, Junge Hohe Birke u. s. w. bei Freiberg (S. 168), ferner einige Gänge bei Oberschlema und Schneeberg im Erzgebirge und endlich bei Stolberg-Neudorf und Lauterberg im Harz gelten.

Einen besonderen Typus stellen die Fahlerzgänge bei Schwaz und Brixlegg in Tirol und die Silber-Kupfererzgänge von Cerro de Pasco in Peru (S. 73) dar.

Uebersichtskarte der metasomatischen Brauneisen- und Eisen-Manganerzlagerstätten des Rhein-, Lahn- u. Dill-Gebietes.

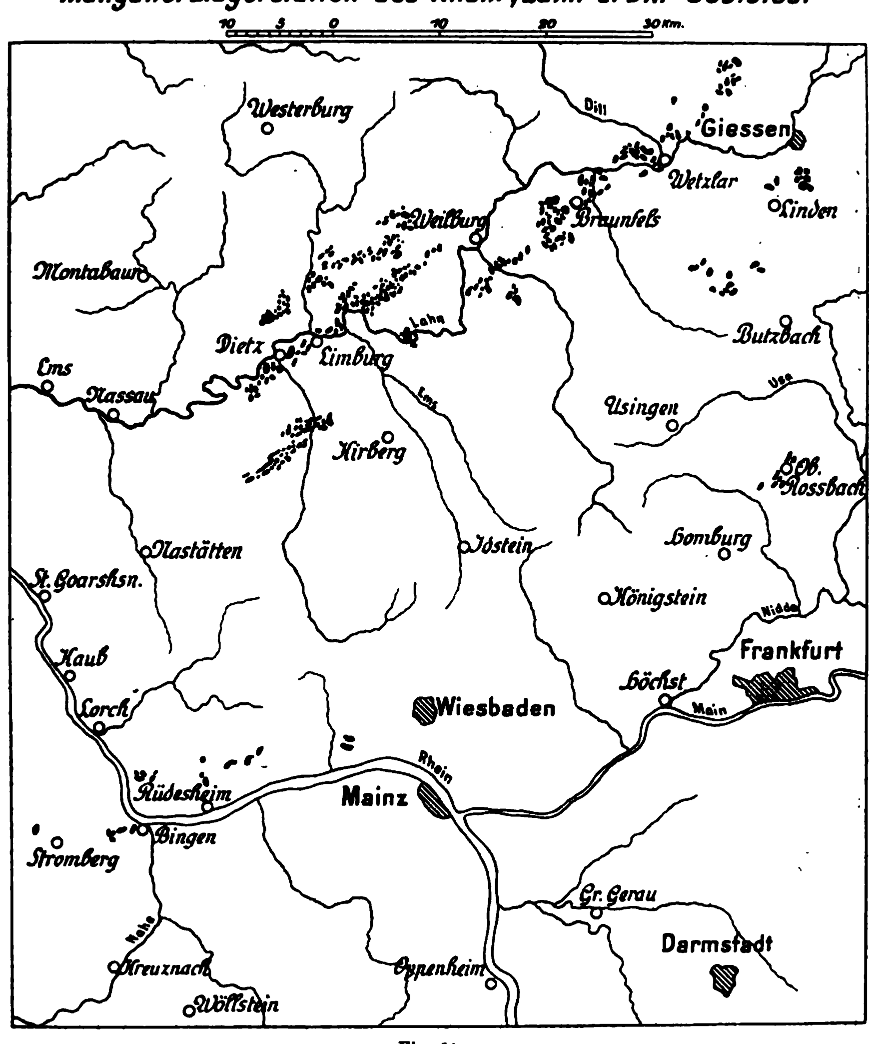


Fig. 94 a.

Mangan-Eisenerzlager der Lindener Mark bei Giessen

(Nach Beyschlag)

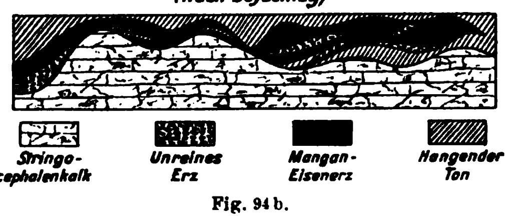


Fig. 94 b.

Von hohem Interesse sind die Uebergänge einerseits zu den Gold-Silber- und anderseits zu den Zinnerzgängen. So führen z. B. die nördlich vom Bergmannstroster Gang liegenden Golderzgänge von Altenberg in Schlesien derart reichlich Kupfererze, daß sie vor der Entdeckung ihres hohen Goldgehaltes als Kupfererzgänge bezeichnet wurden.

Seit langem bekannt sind die kupfererzführenden Zinnerzgänge von Cornwall und des Herberton-Distriktes in Australien, bei denen die Kupfererzführung der Zinnerzlagerstätten von der Art des Nebengesteins, eventuell von der primären Teufe abhängig ist; hier treten auch Gänge mit überwiegend Kupfererzen innerhalb der Zinnerzgangdistrikte auf. Da aber derartige Uebergänge nur von geringer wirtschaftlicher Bedeutung sind, kann man immerhin die Kupfererzgänge als eine im ganzen geschlossene, gut umgrenzte Lagerstättengruppe auffassen, innerhalb deren sich in der Hauptsache ein reiner Kupfererztypus von einem kupferführenden Spateisensteintypus unterscheidet.

Unter den primären Erzen der Ganggruppe ist Kupferkies das wichtigste. Er wird in den meisten Fällen mehr oder weniger reichlich von Schwefelkies, bisweilen auch von Magnetkies begleitet. Nur ausnahmsweise fehlt der Schwefelkies ganz, so in Telemarken im südlichen Norwegen, wo die Gänge neben Kupferkies nur Buntkupfererz oder Kupferglanz führen. Auf den sehr ergiebigen Kupferkies-Quarzgängen von Moonta in Südaustralien ist der Schwefelkiesgehalt gering.

Sekundär findet sich Kupferkies in der Zementationszone solcher Lagerstätten, bei denen kupferhaltiger Schwefelkies das primäre Erz darstellt.

Fast überall, wo die Genesis der Lagerstätten zweifelsfrei festgestellt werden konnte, sind die größeren Anhäufungen von Buntkupfererz und Kupferglanz Bildungen der Zementationszone. Das schließt nicht aus, daß beide auch als primäre Erze auftreten können. Jedenfalls muß aber diese Frage durch weitere Untersuchungen geklärt werden.

Vogt weist in dieser Beziehung auf die Aamdal Grube im Telemarken (s. S. 392) hin, deren Oberfläche durch die Abrasion des Inlandeises stark abgetragen wurde. Hier reichte die Zersetzungszone der Gänge infolgedessen nur etwa 1 m tief, und es folgte dann ein Kupferkies-Quarzgang, welcher bis zu 150 m Tiefe weder Schwefelkies, noch Buntkupfererz zeigte. Erst in größerer Tiefe fand man in dem Hauptgange Buntkupfererz in inniger und reichlicher Verwachsung mit Kupferkies. Eine sekundäre Bildung erscheint hier völlig ausgeschlossen.

Auf vielen Kupfererzgängen fehlen Kupfer-Sulphosalzerze völlig oder sie treten nur ganz untergeordnet auf; anderseits gibt es aber Lagerstätten, für welche sie ganz besonders charakteristisch sind. Wirtschaftlich am wichtigsten ist unter ihnen der Enargit (Cu_3AsS_4), welcher in Butte (Montana), dem gegenwärtig bedeutendsten Kupfererzgangfelde der Welt, nicht weniger als etwa 30 Proz. der Erzmischung ausmacht. Zweifellos ist er hier wenigstens zum größten Teil sekundär.

Man findet ihn außerdem auf den Kupfererzgängen von Tictic in Utah, an der Laguna Morococha in der peruanischen Hauptkordillere, auf den

Silber-Kupfergängen von Cerro de Famatina in Argentinien, auf einigen chilenischen Lagerstätten, bei Mancayan auf den Philippinen und bei Bor in Ostserbien. Bergeat und Beck haben in ihren Lehrbüchern eine besondere, durch Enargit charakterisierte Untergruppe der Kupfererzgänge abgetrennt.

Nächstdem ist Fahlerz auf den Kupfererzgängen nicht selten; ja mitunter ist dieses Erz das wirtschaftlich wichtigste, so z. B. bei den Vorkommen von Schwaz und Brixlegg in Tirol, wo es einen geringen Silber- und mitunter auch Quecksilbergehalt aufweist. Aehnliche Lagerstätten finden sich bei Maskara und Kresevo in Bosnien mit einem silberhaltigen Quecksilber-Fahlerz von 35 Proz. Kupfer und bei Teniente in Chile mit Tennantit (Kupfer-Arsenfahlerz) fast ohne Silber.

Die übrigen Kupfer-Sulphosalze ebenso wie Selen-Kupfer, Selen-Silber-Kupfer u. s. w. haben fast nur mineralogisches Interesse.

Ueber die primäre und sekundäre Natur dieser Kupfererze siehe den entsprechenden Abschnitt in Band 1, S. 78—81 und 208—209.

Die Gesamtkupferproduktion der Welt betrug im Jahre 1909 ca. 840 000 t; sie verteilte sich wie folgt:

Gediegen Kupfer von Michigan, Ver. Staaten, ca. 101 000 t, Coro coro (Bolivien) ca. 2 000 t; hierzu kommt eine geringe Menge von anderen Gruben, im ganzen also 12 Proz.

Karbonatisch-oxydische Erze lieferten schätzungsweise 150 000 t oder 15—20 Proz.

Enargit ergab allein ca. drei Zehntel der Butteproduktion, also ca. 40 000 t und unter Berücksichtigung einiger anderer Lagerstätten insgesamt 5 Proz.

Fahlerz und andere Sulphosalze nach Schätzung höchstens 1—2 Proz.

Kupferkies, Buntkupfererz und Kupferglanz ca. 60—65 Proz.

Mit ziemlicher Sicherheit kann man annehmen, daß ungefähr die Hälfte der Kupfer-Weltproduktion von Kupferkies und kupferkieshaltigem Schwefelkies herrührt.

Ebenso untergeordnet wie Bleiglanz und Zinkblende auf den meisten Kupfererzgängen sind, werden auch Antimonglanz, Arsenkies und edle Silbererze gefunden. Der durch Schmelzung der Gang-Kupfererze fallende Rohstein enthält deshalb, abgesehen von wenigen und wirtschaftlich unbedeutenden Vorkommen, in der Regel eine meist sehr geringe Beimischung von Blei, Zink, Antimon, Arsen u. s. w.

Etwas Silber ist ausnahmslos vorhanden. Selbst wo besondere Silbererze völlig fehlen, enthält das durch Schmelzung gewonnene Kupfer selten unter 0,025 Proz. Silber neben einer geringen Menge Gold. Dieser kleine Edelmetallgehalt stammt größtenteils aus den geschwefelten Kupfererzen (Kupferkies, Buntkupfererz, Kupferglanz), das Gold, welches neben einer geringen Silbermenge auftritt, vielleicht auch aus dem Schwefelkies. Der Silbergehalt im Kupfer steigt öfter bis 0,1 Proz. und darüber. Das Bessemerkupfer aus dem Butte-Gebiet, welches elektrolytisch raf-

finiert wird, enthält durchschnittlich sogar 0,23—0,24 Proz. Silber neben 0,0008 Proz. Gold. Diese relativ große Menge ist aber eine Ausnahme.

Ebenso hat der durch Schmelzung erhaltene Kupferstein fast ausnahmslos etwas Nickel und Kobalt, wenn auch auf 100 Teile Kupfer in der Regel nur etwa 0,2 Teile Nickel und Kobalt kommen.

Abgesehen von Eisen findet man auf den Kupfererzgängen im großen und ganzen annähernd dasselbe Metallverhältnis wie bei den intrusiven Kieslagern (Bd. 1, S. 153, 299).

Besonders merkwürdig ist, daß beide Arten von Lagerstättengruppen fast das gleiche Verhältnis einerseits von Kupfer zu Silber und anderseits von Kupfer zu Nickel-Kobalt aufweisen.

Abgesehen von den oben angeführten Beispielen der Kupfer-Zinnkombination (Cornwall und Herberton) fehlt auf den Kupfererzgängen das Zinn fast völlig. Nur ganz ausnahmsweise trifft man dieses Metall auf den Gängen von Böhmisch-Katharinaberg südlich von Sayda im böhmischen Erzgebirge, unweit der erzgebirgischen Zinngänge, und bei Boccheggiano in Toskana (s. S. 399) an.

Unter den Gangarten ist Quarz auf den meisten Kupfererzgängen vorherrschend. Er wird hier häufig von etwas Kalkspat begleitet, während Schwerspat und Flußspat fehlen oder nur spärlich auftreten.

Wichtig für einige dieser Gänge ist eine Turmalinführung, die A. von Groddeck (1887) und A. W. Stelzner (1897, Zitat unter Chile) von Chile hervorgehoben haben und die mit einer Turmalinisierung des Nebengesteins verbunden sein kann. Andere Fundpunkte sind: Svartdal in Telemarken in Norwegen, Copper Mountain in British Columbia (im Granitpegmatit, Buntkupfererzgänge mit Turmalin und Flußspat, nach Catherinet, Eng. Min. Journ. 1905, Bd. 79, S. 125—127), Blue Mountains (nach W. Lindgren, XXII. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. 1900—1901, II, S. 629); einige Gänge von Sonora in Mexiko (W. H. Weed, Transact. Amer. Inst. Min. Eng. 32, 1902), im Knisibtal in Deutsch-Südwestafrika (R. Scheibe, Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1888, Bd. 40, S. 200); einige kleine Gänge von Monte Mulatto bei Predazzo in Südtirol (A. Hofmann, Sitzungsber. d. böhm. Gesellsch. d. Wissensch. Prag 1903). Man vergleiche außerdem: O. Stutzer, Ueber turmalinführende Kobalterzgänge von Mina Blanca in Chile, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 294 und K. A. Redlich, Turmalin auf Erzlagerstätten in Tschermaks Min. Petr. Mitt. XXII, 1903.

Auf einigen der erwähnten Erzgänge kommen auch etwas Molybdänglanz und Scheelit bezw. Wolframit vor, während Zinnstein fehlt. Bei anderen ist der Goldgehalt ein erheblicher, so daß sie Uebergänge zu den turmalinhaltigen Goldgängen bilden.

So weit bisher bekannt, stehen nennenswerte Mengen von Turmalin führenden Quarz-Kupfererzgängen in genetischer Beziehung zu sauren oder intermediären Eruptivgesteinen (Granit, Quarzmonzonit, Quarzdiorit u. s. w.); sie ähneln in vielen Eigenschaften den an Granit geknüpften Zinnsteingängen und besonders dem Cornwaller Zinnstein-Kupfererztypus, von dem sie sich allerdings durch das völlige Fehlen des

Zinnsteins unterscheiden. Mehrere der im Granit aufsetzenden Quarzkupfererzgänge von Telemarken führen Kaliglimmer an den Ganggrenzen, der ganz analog dem Zinnwaldit der Zinnsteingänge auftritt (Bd. I, Fig. 146). Die Gänge enthalten außerdem etwas Flußspat und der Granit ist unmittelbar an der Gangspalte zu einem greisenähnlichen Gestein[1]) umgewandelt (Bd. I, Fig. 145 u. 263).

Aus diesen Gründen bezeichnet Vogt (a. a. O. 1887) diese Kupfererzgänge als „Zinnsteingänge mit Kupfererz statt Zinnstein". Diese Aehnlichkeit mit Zinnerzgängen ist aber auch bei Gängen im Granit nur ausnahmsweise zu beobachten, und gerade die bedeutendsten Lagerstätten, wie z. B. die Gänge von Butte, deren Granit oder Quarzmonzonit 64 Proz. SiO_2 hat, zeigen nichts von Greisenbildung.

Die auf anderen Erzgängen so häufige Lagenstruktur ist bei Kupfererzgängen selten; in vielen Fällen wird jedoch die Struktur der Gangfüllung durch wiederholtes Aufreißen der Gangspalten verbunden mit wiederholtem Eindringen von Minerallösungen kompliziert.

Ueber die Beziehung der Kupfererzgänge zu Eruptivgesteinen.

Man unterscheidet:

a) Die Zinnstein-Kupferkiesgänge vom Typus Cornwall, die genetisch an Granit geknüpft sind (Bd. I, S. 427—432).

b) Die durch Turmalin und Greisenmetamorphose charakterisierten Quarz-Kupfererzgänge („Zinnsteingänge mit Kupfererz statt Zinnstein", nach Vogt), die teils innerhalb, teils in nächster Nähe der sauren oder intermediären Eruptivgesteine auftreten und wie bei den Vorkommen von Chile und Telemarken erörtert wird, ebenfalls genetisch mit ihnen verknüpft sind.

c) Auch unter den nicht durch Turmalinführung ausgezeichneten Quarz-Kupfererzgängen gibt es eine erhebliche Anzahl, die in hauptsächlich saure oder mäßig saure Eruptivgesteine hineinsetzen. Hierher gehören unter anderem die Gänge von Butte (Montana) im Quarzmonzonit, ferner viele Gänge in Chile, die hauptsächlich in sauren und intermediären Eruptivgesteinen vorkommen, diejenigen von Ashio im Liparit und eine größere Anzahl anderer japanischer Kupfererzgänge in sauren oder intermediären Eruptivgesteinen, weiter die Lagerstätten von Moonta in Südaustralien im Quarzporphyr, und die Vorkommen von Shasta County nördlich von Redding in Kalifornien in mutmaßlich triadischem Alaskitporphyr (Ries, Econ. Geol. of U. St. 1910, S. 419; Diller, U. St. Geol. Surv. Bull. 213, 1903 u. 225, 1904 bespricht von hier Metarhyolithe und Metaandesite).

---

[1]) Nach brieflicher Mitteilung (Febr. 1912) von Dr. G. Eberhard (an dem astrophysik. Observatorium zu Potsdam) an Vogt hat derselbe kürzlich in dem Greisengestein von der Mosnap-Kupfererzgrube bei Aamdal in Telemarken spektroskopisch Zinn (!) nachgewiesen, jedoch weniger als 0,1 Proz.

Wir erwähnen außerdem noch folgende Kupfererzgangvorkommen in hauptsächlich sauren oder mäßig sauren Eruptivgebieten:

Im Robinson Mining District, Nevada, in einem mäßig sauren Porphyr (A. C. Lawson, The Copper Deposits of the Robinson Mining District, Nevada; University of California, Bull. of Geol. 1906, Vol. 4, Nr. 14).

Llano County, Texas, Gänge und Imprägnationen im Granit (J. F. Kemp, Ore Deposits of U. St. 1900, S. 204).

Gilpin County, Colorado; goldhaltige Kupfererzgänge in Granit (Gneisgranit) und Quarzporphyr (derselbe, S. 203).

Viele Kupfererzgänge in der Umgebung der Stadt Sherbrooke in Quebec; in und in der Nähe eines schieferigen, porphyrischen Andesits (J. A. Dresser, Copper Deposits of the Eastern Townships of Canada; Econ. Geol. I, 1906, S. 445—453).

In Tilt Cove auf New-Foundland, in einem „glimmer- und quarzführenden propylitisierten Porphyrit" (siehe Bergeat a. a. O., S. 823).

Für Mexiko gibt J. G. Aguilera (Trans. Am. Inst. Min. Eng. 1902, XXXII, S. 510—512) eine Uebersicht über die in Eruptivgesteinen auftretenden Kupfererzgänge und betont, daß diese hauptsächlich in tertiären, teils ziemlich sauren (Granit, Rhyolith) und teils intermediären (Quarzdiorit, Andesit u. s. w.), dagegen nicht in basischen Eruptivgesteinen vorkommen.

Quarzgänge mit Kupferkies, Schwefelkies u. s. w., bei Cobre auf Kuba, in vulkanischen Breccien und Laven. — Auf Haiti: Kupfererzgänge in Dioritgängen und im Kontakthof derselben wie auch des Andesits; ferner im Melaphyr (H. H. Thomas and D. A. Mac Alister, Geology of Ore Deposits 1909, S. 168).

In einer Tabelle der Kupfererzvorkommen in New-South-Wales gibt J. E. Carne (The Copper-Mining Industry of N. S. Wales, Sydney 1899) folgende Uebersicht:

5 Vorkommen in Granit
5 „ „ Porphyr
9 „ „ Andesit
7 „ „ und bei Serpentin;

die meisten, darunter die Hauptvorkommen von Cobar, treten im Schiefer auf, der hauptsächlich dem Silur angehört.

Quarzgänge mit Buntkupfererz, Kupferkies, Fahlerz u. s. w. in Granit, der von Gängen von Olivindiabas durchbrochen wird, bei Albert Silver Mine, 50 Meilen nordöstlich von Pretoria in Transvaal (F. W. Voit, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 137);

bei Tschudack in Altai in Quarzporphyr (B. v. Cotta, Berg- und Hüttenm. Zeitschr. 1870, XXIX, Nr. 7, S. 29).

Die Sünikgruben bei Katar in Transkaukasien in Diabas (K. Ermisch, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, S. 88). — Ueber Kedabek siehe unten.

Kupfererzgänge, unter anderem mit Enargit und Covellin, treten an

mehreren Stellen bei Bor in Ostserbien, und zwar überall in kaolinisiertem oder propylitisiertem Andesit (F. Cornu und M. Lazarevič, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 153) auf.

Bei Imsbach in der Rheinpfalz kommen die Gänge in Quarzporphyr und Melaphyr (O. Krauth, siehe Beck 1909, S. 334) vor.

Diese Liste kann leicht erheblich verlängert werden.

d) Wie bereits in Bd. I, S. 350, 392—393 ausgeführt wurde, gibt es eine bedeutende Anzahl von Kupfererzlagerstätten, und unter ihnen auch viele wirtschaftlich hervorragende, die durch Kontaktmetamorphose entstanden sind.

Besonders häufig finden wir dann innerhalb ein und desselben Gebietes echte Kontaktvorkommen (Kupfererz mit Granat, Augit, Skapolith, Wollastonit u. s. w.) in Verbindung mit gewöhnlichen Kupferzgängen.

Derartige kombinierte Kontakt- und Gangvorkommen sind z. B. von Bingham Canon in Utah, im Clifton-Morenci-Distrikt in Arizona (Bd. I, S. 392—394), bei Cananea in Mexiko nahe der Grenze gegen Arizona (siehe S. 392—394), Concepcion del Oro im Zacatecas-Distrikt in Mexiko (Bd. I, S. 394) bekannt geworden; bei allen handelt es sich um bedeutende Vorkommen. Beide Arten von Lagerstätten erscheinen hier innig miteinander verknüpft, beide sind nach Bergeat, Boutwell, Emmons, Lindgren, Weed u. a. durch eruptive Nachwirkungen entstanden, doch dürften gelegentlich, z. B. nach Boutwell bei Bingham, und nach Emmons bei Cananea die Kupfererzgänge etwas jünger als die Kupferkontaktvorkommen sein.

Die an basische Ergußgesteine geknüpften Gediegen Kupferlagerstätten vom Typus Lake Superior werden in einem besonderen Kapitel abgehandelt (S. 418).

e) Endlich gibt es eine große Anzahl meist allerdings kleiner Vorkommen von geschwefelten Kupfererzen mit einem häufig hohen Metallgehalt, die in Serpentinen und diesen nahestehenden Eruptivgesteinen auftreten. Hierher gehören:

Die Lagerstätten des Monte Catini-Distrikts in Toskana und Ligurien (Bd. I, S. 297—298; außerdem das von R. Delkeskamp beschriebene Kupfererzvorkommen von Riparbella in Toskana, in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907, mit ausführlichem Literaturverzeichnis).

Die Lagerstätten von Rebelj und Wis im nordwestlichen Serbien im Serpentin (R. Beck und W. v. Fircks, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901) und diejenigen von Kemenica in Bosnien im Serpentin (Fr. Katzer, Leobener Berg- u. Hüttenmännisches Jahrb. 1905, Bd. 53, Heft 3).

Delkeskamp erwähnt außerdem einige allem Anscheine nach ähnliche Vorkommen, z. B. die bekannte Lagerstätte von Arghana Maden in Kleinasien und mehrere in Nord-Korsika. Hierher gehört auch eine kleine nesterförmige Lagerstätte von Buntkupfererz und Kupferkies im Serpentin von Hatfjelddalen in Norwegen.

Eine statistische Zusammenstellung sämtlicher Arten von Kupfererz-

lagerstätten ergibt, daß die überwiegende Mehrzahl in örtlicher Beziehung zu Eruptivgesteinen steht und daß lagerartige Vorkommen, wie der Kupferschiefer in der deutschen Zechsteinformation, das Kieslager des Rammelsbergs bei Goslar und die permischen Kupfersandsteine zu den Ausnahmen gehören.

Prüft man die Kupfererzgänge und die mit kontaktmetamorphen Vorkommen kombinierten Gänge, welche zusammen erheblich mehr als die Hälfte der gesamten Kupferproduktion liefern, so ergibt sich ebenfalls, daß die Mehrzahl derselben in Beziehungen zu Eruptivgesteinen oder Eruptionsepochen steht. — Die magmatisch-intrusiven Kieslagerstätten (Bd. I, S. 298—333) sind an basische Tiefengesteine geknüpft; die bekannten Vorkommen vom Lake-Superior-Distrikt (siehe S. 418) finden sich in enger Verbindung mit basischen Effusivgesteinen, wenn hier auch ganz andere chemisch-geologische Vorgänge ausschlaggebend waren.

Von den Erfahrungen bei den zuletzt erwähnten Vorkommen ausgehend, haben mehrere Lagerstättenforscher gefolgert, daß auch die Kupfer**erzgänge** genetisch vorzugsweise an basische Eruptivgesteine gebunden wären. Diese Ansicht trifft zwar für die eben erwähnten unbedeutenden Vorkommen im Serpentin von Monte Catini u. s. w., außerdem für eine Anzahl unbedeutender, über die ganze Welt zerstreuter Gänge im Gabbrodiorit, Diabas u. s. w. zu; die überwiegende Menge der innerhalb oder in nächster Nähe von Eruptivgesteinen aufsetzenden Kupfererzlagerstätten, darunter gerade die wirtschaftlich wichtigsten, stehen jedoch in Verbindung mit sauren und intermediären Eruptivgesteinen, also mit Granit, Quarzmonzonit, Granodiorit oder Quarzdiorit, Quarzporphyr, Liparit, Andesit u. s. w. (Butte, Bingham, Clifton-Morenci, Bisbee, Cananea, viele Lagerstätten in Chile, Ashio in Japan, Moonta u. s. w.).

Nach **Möricke** sind es in Chile namentlich die Quarz- und Quarz-Turmalin-Kupfergänge, die an saure oder intermediäre Eruptivgesteine geknüpft sind, während anderseits die überwiegend Kalkspat und etwas Schwerspat führenden Gänge meist in Beziehung zu basischeren Gesteinen stehen. Es läßt sich aber noch nicht entscheiden, ob dieser Unterschied ein allgemein gültiger ist.

Besonders schwierig erscheint die geologische Deutung der Kupfererz-**Lagergänge**, weil diese nicht nur morphologisch, sondern oft auch durch reichliche Schwefelkies- und Magnetkiesführung den intrusiven und anderen Kieslagerstätten nahestehen.

Das Vorkommen von Ducktown in Tennessee z. B. wird von amerikanischen Forschern als Fissure vein in Verknüpfung mit „Replacement" aufgefaßt. Aus den Beschreibungen glaubt aber **Vogt**, der sich besonders mit dieser Frage beschäftigte, den Schluß ziehen zu können, daß es sich hier wahrscheinlich um eine intrusiv magmatische Lagerstätte handelt. Aehnlich dürften nach **Vogt** die großartigen Kieslagerstätten am Mount Lyell in Tasmanien aufzufassen sein. Es hat überhaupt den Anschein, als ob eine größere Anzahl von Vorkommen, die früher als hydrothermal gebildet angesehen wurden, zu den intrusiven gehören.

Zweifellos gibt es aber auch nach unserer Auffassung hydrothermal entstandene Kupfererzlagergänge, die zu der Kupfererzganggruppe gezählt werden müssen.

Ueber das Alter der Kupfererzgänge.

Eine erhebliche Anzahl von Kupfererzgängen hat ein jugendliches Alter, da sie in Beziehung zu den großen tertiären oder bisweilen spätkretazeischen Eruptionsepochen steht. Hierher gehört:

Butte in Montana: tertiär, wahrscheinlich alttertiär,

Bingham in Utah: spätmesozoisch oder alttertiär,

Clifton-Morenci, Bisbee und einige andere in Arizona: spätkretazeisch oder alttertiär,

Cananea in Mexiko in der Nähe der Grenze von Arizona: spätkretazeisch oder alttertiär.

Die letztgenannten Lagerstätten sind kombinierte Kontakt- und Gangvorkommen. Mehrere andere bedeutende Gänge in Mexiko haben ebenfalls ziemlich junges Alter. Das gleiche gilt von den meisten Vorkommen in Chile, den meisten Gängen in Japan (in tertiären Lipariten, Andesiten u. s. w.); dagegen dürften die japanischen Kieslagerstätten (Besshi u. s. w.) älterer Entstehung sein.

Massa Marittima u. s. w. in Toskana: tertiär und zwar Eozän bis vielleicht Oberes Miozän.

Kedabeg im Kaukasus: vielleicht tertiär.

Junges Alter haben auch: Bor in Serbien, Cobre auf Kuba, Boleo in Niederkalifornien (Mexiko) u. s. w.

Von der Gesamtweltkupferproduktion, die im Jahre 1909 840 000 t betrug, stammten mindestens 400 000 t, also etwa die Hälfte, von tertiären und spätkretazeischen Lagerstätten. Die jugendlichen Eruptionsepochen sind also nicht nur für Silber, Gold und Quecksilber, sondern auch für Kupfer von hervorragender Bedeutung.

Eine große Anzahl von Gängen, wie z. B. Cornwall, Ural, Mitterberg, Telemarken u. s. w., haben anderseits ein erheblich höheres geologisches Alter. Zieht man die übrigen, nichtgangartigen Kupfererzlagerstätten zum Vergleich heran, so zeigt sich, daß die intrusiven Kiesvorkommen meist ausschließlich paläozoisch, die Lake Superior-Lagerstätten kambrisch-algonkisch, der deutsche Kupferschiefer permisch sind u. s. w., also ebenfalls ein höheres geologisches Alter haben.

Ueber die Systematik der Kupfererzgänge.

Sowohl Beck wie Bergeat teilen in ihren Lehrbüchern entsprechend der Freiberger Schule die Kupfererzgänge nach den charakteristischen Erz- und Gangmineralien in Gangformationen. Beide stellen unter die Gänge der Kupfererzformation auch die Gediegen Kupferlagerstätten des Lake Superior. Diese unterscheiden sich aber nach unserer Auffassung sowohl mineralogisch als auch geologisch so sehr von den gewöhnlichen Gängen, daß wir sie als eine selbständige Lagerstättengruppe behandeln.

Bei der Einteilung der Kupfererzgänge in unserem Sinne legen wir nicht das entscheidende Gewicht auf die Mineralgesellschaft der Gangarten, sondern auf die Gesamtheit der charakteristischen Eigenschaften. Wenn es auch bei vielen Lagerstätten noch an Detailbeschreibungen fehlt, so läßt sich doch immerhin folgende selbstverständlich in vieler Beziehung verbesserungsfähige Systematik aufstellen:

1. Kupfererz-Zinnsteingänge; geologisch als eine Fazies der Zinngänge aufzufassen; an Granit geknüpft. Beispiel: Cornwall; außerdem einige Gänge bei Herberton in Queensland und einige längst abgebaute Gänge im sächsischen Erzgebirge.

2. Quarz-Kupfererzgänge mit Turmalin, z. T. auch mit anderen für die Zinngänge bezeichnenden Mineralien; an Granit oder andere saure bezw. intermediärsaure Eruptive geknüpft. Beispiel: S. 392.

3. Quarz-Kupfererzgänge (ohne Turmalin, dagegen oft mit etwas Kalkspat u. s. w.):

a) Innerhalb oder unmittelbar an hauptsächlich sauren oder intermediären Eruptivgesteinen. Beispiel: Butte in Montana; Moonta in Südaustralien; viele in Japan usw.; seltener in basischen Eruptivgesteinen.

b) In Schiefern, ohne nachweisbare Verknüpfung mit Eruptivgesteinen.

4. Kupfererzgänge (Spaltengänge) innerhalb oder unmittelbar an hauptsächlich sauren oder intermediärsauren Eruptivgesteinen und in Vergesellschaftung mit Kontaktlagerstätten. Beispiel: S. 392.

5. Kupfererzgänge (Spaltengänge) in Vergesellschaftung mit metasomatischen Lagerstätten, die letzteren hauptsächlich in Kalksteinen. Beispiel: Massa Marittima in Toskana, Otavi.

6. Kupfererzgänge (Spaltengänge) mit überwiegend Karbonatspaten (Kalkspat, Dolomit, Eisenspat), etwas Quarz, Schwerspat u. s. w.

a) In basischen Eruptivgesteinen. Beispiel: Viele Vorkommen in Chile.

b) In Schiefern, bisweilen hauptsächlich mit Eisenspat. Beispiel: Vorkommen im Siegerlande.

7. Kupfererzgänge, -klumpen, -butzen u. s. w. in Serpentingesteinen; soweit bisher bekannt, wirtschaftlich nicht besonders wichtig. Beispiel: Bd. I, S. 297.

8. Lagergänge in kristallinen Schiefern. Beispiel: Mitterberg in Salzburg; Aamdal in Norwegen.

Besonders zu den Untergruppen 2, 3a und 4 gehören viele der zurzeit wirtschaftlich allerwichtigsten Kupfererzgänge der Welt.

Zur Genesis der Kupfererzgänge.

Die Umwandlung des Nebengesteins an den Gangspalten kann in den verschiedenen Distrikten recht verschiedene Formen zeigen, wie die Beschreibungen von Telemarken, Chile, Butte und Massa Marittima ergeben. Sie beruht auf hydrothermalen Vorgängen und ist in erster Linie von der Zusammensetzung der Lösung abhängig.

Aus der Mineralvergesellschaftung und der Umwandlung des Nebengesteins geht einwandfrei der hydrothermale Charakter der Gänge hervor.

Bei einer größeren Anzahl von an Eruptivgesteine geknüpften Kupfererzgängen (Cornwall, Telemarken, Butte, Clifton-Morenci, Bisbee, Cananea u. s. w.) läßt sich der Nachweis führen, daß die Bildung der Erzgänge einem der letzteren Stadien der Eruptivepoche angehört.

Aus ähnlichen Erwägungen, wie wir sie bei den Zinnsteingängen (Bd. I, S. 414—419) und den Jungen Gold-Silbergängen (Bd. II, S. 30) anstellten, kann man auch für die an gewisse Eruptionsepochen geknüpften Kupfererzgänge den Schluß ziehen, daß das Erzmaterial aus dem betreffenden Magma stammt.

Bei anderen Erzgängen, welche im Schiefer ohne nachweisbare Beziehung zu Eruptionsepochen auftreten, bleibt die Ableitung des Metallgehaltes fraglich, doch dürften die meisten in ähnlicher Weise wie Butte, Clifton-Morenci u. s. w. entstanden sein, wenngleich bei jeder Verallgemeinerung Vorsicht geboten ist.

Ueber die Bildung der an Serpentin gebundenen Kupfererzlagerstätten, wie Monte Catini, Rebelj in Serbien u. s. w., sind die Meinungen der Lagerstättenforscher noch recht geteilt. Lotti betrachtet die Erze von Monte Catini und ähnlichen Vorkommen in Toskana und Ligurien als magmatische Differentiationsprodukte (Bd. I, S. 297); im Gegensatz hierzu kamen Beck und v. Fircks, Katzer, Delkeskamp und andere zu dem Schluß, daß es sich um sekundäre Bildungen handle. Beck und v. Fircks (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 322) äußern sich wie folgt: „Das Kupfer gehörte zwar von Haus aus dem serpentinisierten Eruptivgestein an, das Erz liegt jedoch wahrscheinlich nicht mehr in der ursprünglichen Form vor, sondern hat sich während der sekundären vollkommenen chemischen Umwandlung des olivinreichen Muttergesteins zu den jetzigen Klumpen konzentriert."

Ueber sekundäre und primäre Teufenunterschiede der Kupfererzlagerstätten.

Die sekundären Umlagerungen auf den sulfidischen Kupfererzlagerstätten jeder Genesis gestalteten sich, wie bereits Bd. I, S. 208 u. 209 erwähnt wurde, in den verschiedenen Gebieten recht mannigfaltig.

In einzelnen Distrikten, wie Butte (Montana) und Huelva (Spanien), wurde der Kupfergehalt am Ausgehenden so gut wie völlig ausgelaugt (Bd. I, S. 317 u. Bd. II, S. 374). In anderen Gegenden, wie Burra-Burra, Moonta und Wallaroo (Südaustralien), Bisbee und Clifton-Morenci (Arizona), an vielen Gängen in Chile, bei Mednorudiansk im Ural und bei Katanga im Kongogebiet, findet man andrerseits gerade am Ausgehenden dicht an der Oberfläche besonders bedeutende Mengen sekundärer Kupfererze. Recht typisch ist in dieser Beziehung Burra-Burra, wo nahe der Oberfläche staunenswert reiche karbonatische und oxydische Erze, in der Tiefe dagegen nicht einmal abbauwürdige geschwefelte Kupfererze auftreten.

Die vollständige Fortführung des Kupfers aus der Oxydationszone einiger Gebiete hängt einerseits wohl sicher mit dem massenhaften Auf-

treten von Schwefelkies, der bei der Verwitterung s a u r e s Wasser liefert, und anderseits mit dem Fehlen von Karbonaten, die die sauren Lösungen neutralisieren konnten, zusammen. Als Schlußprodukt der Oxydation von FeS_2 entstand Schwefelsäure nach der Formel

$$FeS_2 + H_2O + O_7 = FeSO_4 + H_2SO_4,$$
$$2\,FeS_2 + H_2O + O_{15} = Fe_2(SO_4)_3 + H_2SO_4.$$

Kupferkies, Buntkupfererz und Kupferglanz werden bei der Oxydation teils unmittelbar in Sulfate umgewandelt, teils von dem bei der Zersetzung des Schwefelkieses entstehenden Eisenoxydsulfat gelöst nach der Gleichung:

$$Cu_2S + 2\,Fe_2(SO_4)_3 = 2\,CuSO_4 + 4\,FeSO_4 + S,$$
$$Cu_2S + 5\,Fe_2(SO_4)_3 + 4\,H_2O = 2\,CuSO_4 + 10\,FeSO_4 + 4\,H_2SO_4.$$

Bei der Oxydation von Eisensulfid entsteht direkt oder indirekt mehr oder weniger Eisenoxyd oder -oxydhydrat.

Kupferkies allein (Cu : Fe : 2 S) liefert bei vollständiger Oxydation nicht genügend Schwefelsäure, um $CuSO_4$ und $Fe_2(SO_4)_3$ zu bilden. Aehnlich verhalten sich Buntkupfererz und Kupferglanz. Eine vollständige Fortführung des Kupfers ist deshalb im allgemeinen da nicht zu erwarten, wo geschwefelte Kupfererze ohne oder mit einer nur geringen Beimischung von Schwefelkies und Magnetkies vorliegen.

Das Auftreten von Kalksteinen am Ausgehenden (z. B. bei vielen Kontaktvorkommen und bei einzelnen Gängen) oder von Kalkspat oder anderen Karbonaten auf den Gängen bewirkte die Neutralisierung der Lösungen derart, daß Kupferkarbonat, -oxyd u. s. w. ausgefällt wurde. Der Prozeß fand beispielsweise nach der Gleichung statt:

$$2\,CuSO_4 + 2\,CaCO_3 + H_2O = CuCO_3 \,.\, Cu(OH)_2 + 2\,CaSO_4 + CO_2.$$

Am meisten verbreitet unter den sekundären Mineralien ist Malachit. Mit ihm vergesellschaftet findet man in den Lagerstätten Kupferlasur, Rotkupfererz, Gediegen Kupfer, Kieselkupfer, Atakamit, Kupfervitriol und Brochantit, Tenorit, einige Phosphate, Arseniate u. s. w.

Ueber die Bildungsbedingungen des Gediegen Kupfers siehe Bd. I, S. 128—129 u. unten S. 418.

Atakamit $CuCl_2 \,.\, 3\,Cu(OH)_2$ findet sich massenhaft in der Oxydationszone nicht nur in Atakama (Chile), wo das Mineral bis zu etwa 100 m Tiefe auftritt, sondern auch an einzelnen Stellen in Südaustralien (Moonta, Wallaroo). Auch Kupfervitriol und Brochantit ist in größeren Mengen an regenarmen Stellen in Chile angetroffen worden.

Abgesehen von mit Kalkstein oder Kalkspat vergesellschafteten Kupferlagerstätten kommen Kupferoxydationserze auch in größerer Menge auf Lagerstätten vor, bei denen Kalk nicht neutralisierend eingewirkt haben kann, nämlich in löcherigen Sandsteinen und Schiefern, wenn ursprünglich geschwefelte Kupfererze mit relativ wenig Eisensulfid aufsetzten. Hier scheint die löcherige Beschaffenheit des Nebengesteins in Verbindung mit einem trockenen Klima vor allen Dingen wirksam gewesen zu sein.

Weshalb nun in einigen kalkfreien Gebieten das Kupfer so gut wie vollständig fortgeführt wurde, während es in anderen ebenfalls kalkfreien reiche Oxydationserze bildete, kann vorläufig noch nicht zufriedenstellend aufgeklärt werden.

Die Oxydationserze reichen bei größeren Vorkommen, wenn keine intensive Abrasion vorhanden war, bis zu einer Tiefe von 10—100 m, in Arizona sogar bis 200 m. Sie sind, wie wir Bd. I, S. 205 auseinandersetzten, hauptsächlich vom Grundwasserspiegel, aber auch von anderen Faktoren abhängig. In vielen Gebieten trifft man unmittelbar unter der Oxydationszone eine besonders reiche Zementationszone, deren Kupfergehalt von den hinunterrieselnden Wassern herrührt. Die in Frage kommenden Vorgänge lassen sich in folgenden Gleichungen ausdrücken:

$$CuSO_4 + 2\,FeS = CuFeS_2 + FeSO_4,$$
$$CuSO_4 + 2\,FeS_2 + 4\,O = CuFeS_2 + FeSO_4 + 2\,SO_2,$$
$$CuSO_4 + CuFeS_2 = 2\,CuS + FeSO_4,$$
$$CuSO_4 + 2\,CuFeS_2 + O_2 = Cu_3FeS_3 + FeSO_4 + SO_2,$$
$$2\,CuSO_4 + CuFeS_2 + SO_2 + 2\,H_2O = Cu_2S + CuS + FeSO_4 + 2\,H_2SO_4,$$
$$11\,CuSO_4 + 5\,CuFeS_2 + 8\,H_2O = 8\,Cu_2S + 5\,FeSO_4 + 8\,H_2SO_4$$

(siehe auch unten S. 428).

Die Grenze zwischen der Oxydationszone und der Zementationszone ist oft auffallend scharf. Wir verweisen diesbezüglich auf die Beschreibungen von Huelva (Bd. I, S. 10, 317) und Butte bezw. Ducktown (siehe unten S. 380). Bei Butte erstreckt sich die reiche Zementationszone bis zu einer Tiefe von einigen hundert Meter unter die untere Grenze der Oxydationszone (siehe unten S. 374), auf anderen Lagerstätten sind die Zementationserze dagegen auf wenige Meter beschränkt, wie z. B. bei Ducktown (siehe S. 380).

Infolge des Aufhörens der Zementationserze in größerer Tiefe sind viele Gruben, die Gänge mit geschwefelten Kupfererzen ausbeuteten, nach der Tiefe erheblich ärmer geworden. Ehe man die Gesetze der sekundären Teufenunterschiede kannte, schob man diese Veränderungen auf primäre Teufenunterschiede.

Die tiefsten uns bekannten Kupfererzganggruben sind diejenigen von Butte mit ca. 900 m, von Moonta in Südaustralien mit ca. 800 m und einige in Chile mit 600—800 m. Bei den beiden zuerst genannten Beispielen hat der Kupfergehalt nach der Tiefe erheblich abgenommen. Inwieweit diese Erscheinung ausschließlich auf das Aufhören der Zementationserze zurückzuführen ist, läßt sich aus der vorhandenen Literatur nicht erkennen.

In Cornwall (Bd. I, S. 430) findet man einen primären Teufenunterschied insofern, als die Kupfererze in der Tiefe durch Zinnstein ersetzt werden.

Auf den Silber-Kupfererzgängen von Cerro de Pasco in Peru nimmt die Silbermenge mit der Tiefe ab, die Kupfermenge dagegen zu (S. 72).

Bemerkenswert sind außerdem die Kupfererzgänge von Dobschau (Dobsina, Oberungarn), wo unter einer Spateisensteinteufe Kupferkies und Fahlerz und darunter als neue primäre Teufenstufe Kobalt- und Nickelerze auftreten (S. 301 und 394).

Die Verteilung des Erzes auf den Gangflächen ist in der primären Zone zwar immer noch recht schwankend, aber nicht in so hohem Grade launisch, wie bei den edlen Gold- und Silbererzgängen. Reiche Erzfälle kommen aber auch bei Kupfererzgängen vor; diese scheinen überhaupt zu Veredlungen an den Gangkreuzen zu neigen.

In wirtschaftlicher Beziehung ist die Ganggruppe unter den verschiedenen Gruppen von Kupferlagerstätten am wichtigsten; sie liefert, wie wir später zeigen, rund die Hälfte der gesamten Kupferproduktion der Welt.

Aus 100 t Haufwerk bezw. Lagerstättenfüllung erhält man meist 1—1,5, mitunter auch 2 t fertiges Kupfer oder ausnahmsweise bei sehr reichen Gruben noch etwas mehr.

Der zurzeit ergiebigste Gangdistrikt ist derjenige von Butte in Montana.

Der Butte-Distrikt in Montana.

Literatur.

Die Hauptarbeiten sind: W. H. Weed, S. F. Emmons and G. W. Tower jr., Butte Special Folio (Karte im Maßstab 1 : 15000, mit Text), Geol. Atlas of the U. St. 1897, Folio 38. — W. H. Weed, Ore-Deposits at Butte, in U. St. Geol. Surv., Bull. Nr. 213, 1903, S. 170—180. — Petrographisches von Weed, Journ. of Geol. VIII, S. 773—775.

Ueber die im Buttefeld so bemerkenswerten sekundären Teufenunterschiede: Emmons and Weed, The Secondary Enrichment of Ore-Deposits, Trans. Amer. Inst. Min. Eng. XXX, 1901, S. 177—217. — Weed, Enrichment of Mineral Veins by later Metallic Sulphides, Bull. Geol. Soc. Am. XI, 1900, S. 179—206. — Emmons, The Secondary Enrichment of Ore-Deposits, in Genesis of Ore-Deposits, Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXX, 1902, S. 433—472. — H. V. Winchell, Synthesis of Chalcocite and its Genesis at Butte Montana. Bull. Geol. Soc. Am. XIV, 1903, S. 269—276. — J. F. Simpson, The Relation of Copper to Pyrite in the lean Copper Ores of Butte, Econ. Geol. III, 1908, S. 628—636. — R. H. Sales, The Localisation of Values in Ore-Bodies &c. at Butte. Econ. Geol. III, 1908, S. 326—331. — Derselbe, Superficial Alteration of the Butte Veins, ebenda, V, 1910, S. 15—21. — Briefliche Mitteilungen von Emmons und Sales an Vogt.

Die Bergwerksstadt Butte liegt im südwestlichen Montana in 46° nördlicher Breite, im zentralen Teil der Rocky Mountains bei 1800 m Meereshöhe.

Das verhältnismäßig kleine Ganggebiet tritt innerhalb eines großen, ca. 70 englische Meilen langen und 40 englische Meilen breiten Eruptivfeldes tertiären Alters[1]) auf.

Die wichtigsten Erzgänge finden sich in einem relativ basischen, an Hornblende und Glimmer reichen Granit, dem sogenannten „Butte-Granit" (mit 64 Proz. SiO_2), den man richtiger als Quarzmonzonit bezeichnet. Als diaschiste Nachschübe treten in ihm Intrusionen von Granitaplit (Bluebird-Granit mit 77 Proz. SiO_2) und von Quarzporphyr (Medoc-

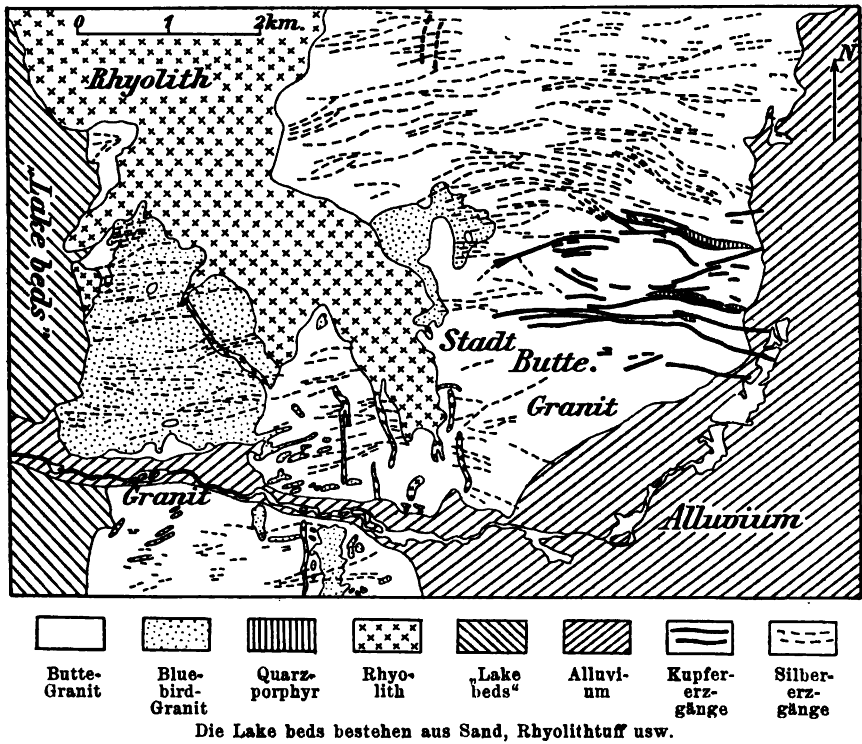
[1]) Viele Analysen der Eruptivgesteine sind in F. W. Clarke, Analyses of Rocks from the Laboratory of the U. St. Geol. Surv., Bull. Nr. 228, 1904, S. 132—134 veröffentlicht. — W. H. Weed, Journ. Geol. VII, S. 737.

Quarzporphyr (Medocporphyr mit 70 Proz. SiO_2) auf. Als letztes Eruptionsglied folgte aller Wahrscheinlichkeit nach im Neozoikum teils gang-, teils deckenförmiger Rhyolith (mit 74 Proz. SiO_2) (Fig. 96). Er bildet den 250 m über die Talsohle sich erhebenden Berg Big Butte, nach welchem die Stadt und der Distrikt benannt wurde.

Der Granit hat aller Wahrscheinlichkeit nach frühtertiäres Alter.

Die fast durchweg seiger stehenden Erzgänge gehören drei Systemen an:

a) Am ältesten und wirtschaftlich wichtigsten sind die ostwestlich streichenden Gänge, auf denen häufig ein wiederholtes Aufreißen der Gang-



Die Lake beds bestehen aus Sand, Rhyolithtuff usw.

Fig. 96. Karte des Butte-Feldes. (Nach Emmons 1897.)

spalten zu beobachten ist, man kann sie in diesem Sinne als zusammengesetzte Gänge bezeichnen. Ihre streichende Länge beträgt häufig mehrere Kilometer. (Beispiele: Anaconda, Parrot, Mountain View, West-Colusa und Syndicate.)

b) Nordwestlich streichende jüngere Gänge, welche das erste System durchschneiden und verwerfen; einige von ihnen sind reich an Kupfererzen.

c) Nordöstlich streichende, noch jüngere Gänge, die sich den beiden erstgenannten Systemen gegenüber als Verwerfer erweisen.

Die Kupfererzgänge durchschneiden die im Granit auftretenden Gänge von Aplit und Quarzporphyr, sind aber anderseits älter als der Ausbruch des Rhyoliths.

Nach der Art der Ausfüllung kann man neben den Kupfererzgängen noch Silbererzgänge unterscheiden, die jedoch in wirtschaftlicher Beziehung von untergeordneter Bedeutung sind.

Alle diese recht reichen Kupfererzgänge liegen mit einigen unwesentlichen Ausnahmen in einem kleinen Gebiete von nur etwa 3 km Länge und 1½—2 km Breite, also von nur ca. 5 qkm Ausdehnung. Die heute nicht mehr gebauten Silbererzgänge treten weiter nördlich, westlich und südwestlich um die Kupfererzgänge herum auf; sie enthalten geschwefelte Silbererze (Silberglanz, Rotgiltigerz, Fahlerz, Stephanit u. s. w.) mit etwas Gediegen Silber, außerdem Zinkblende, Schwefelkies, etwas Bleiglanz, aber im allgemeinen fast kein Kupfererz mit Ausnahme weniger Gänge in unmittelbarer Nähe des Kupferganggebietes.

Gangarten der Silbergänge sind Quarz, Manganspat und Rhodonit (wir erinnern hierbei daran, daß Manganspat auf vielen Silbererzgängen und Rhodonit auf mehreren Ungarischen Gold-Silbererzlagerstätten eine wichtige Rolle spielt); auch Hübnerit ($MnWoO_4$) ist nachgewiesen.

Außerdem zeigen die Silbererzgänge im Gegensatz zu den Kupfererzgängen scharf ausgeprägte Lagenstruktur mit Drusenräumen.

Die Hauptgangart der Kupfererzgänge ist Quarz, Kalkspat kommt vor, ist aber selten, eine ähnliche Rolle spielt Schwerspat, während Flußspat so gut wie völlig fehlt. Die Grenze gegen den sehr zersetzten Granit ist im allgemeinen nicht scharf, da die auf den Gangklüften zirkulierenden Lösungen das Nebengestein zum Teil metasomatisch verdrängten (Replacement-Veins der amerikanischen Autoren).

Längs der Erzgänge wird der Granit von einer Unzahl von Trümern durchschwärmt, so daß die bauwürdige Mächtigkeit durchschnittlich 15 m beträgt, ja sogar bis 30 und 40 m steigt (Anacondagang). Dabei ist die streichende Länge der Gänge beträchtlich und erreicht häufig einen oder mehrere Kilometer.

Die Erzmischung der Kupfererzgänge besteht aus durchschnittlich ca. 60 Proz. Kupferglanz, 30 Proz. Enargit (Cu_3AsS_4), 8 Proz. Buntkupfererz, 2 Proz. Kupferkies, Covellin (CuS) und Tetraëdrit; hierzu kommt im primären Erz Schwefelkies.

In den zentralen Teilen des Kupferganggebietes ist frischer unzersetzter Granit sehr selten, woraus man auf eine intensive frühere Thermaltätigkeit schließen darf.

Die Entstehung der Erzgänge fällt in die Zeit nach der Erstarrung des Granites, Aplites und Quarzporphyrs, aber vor die Eruption des Rhyoliths, sie gehört also einer der letzten Phasen der eruptiven Tätigkeit und gleichzeitig einer Periode intensiver tektonischer Bewegungen an. Daher kommt Weed 1903 zu dem Schluß, daß das Material der Erzgänge aus dem ursprünglichen Magma stamme.

Sowohl in wirtschaftlicher wie in wissenschaftlicher Beziehung sind die sekundären Teufenunterschiede mit ihren ausgedehnten Oxydations- und Zementationszonen im Buttegebiet von hervorragender Bedeutung.

Die Entwicklung des Kupfererzbergbaues war kurz folgende:

In den 1860er Jahren wurde in der Umgebung von Butte etwas alluviales Gold gewonnen. Man ging dann zum Silbererzbergbau über, der in der Oxydationszone der quarzreichen, durch viel Manganoxyd ausgezeichneten Silbererzgänge, ziemlich ausgedehnt war, bis der Preisfall des Silbers in der Mitte der 1890er Jahre eintrat. Auch einige Kupfererzgänge wurden anfänglich nahe der Oberfläche ausschließlich auf Silber gebaut, da die im übrigen ziemlich geringe Silbermenge der primären Kupfererze in der Oxydationszone erhalten blieb, während das Kupfer fast vollständig in die tiefere Zementationszone geführt wurde. Bei diesen Vorkommen wies nur eine geringe Menge ab und zu auftretenden Gediegen Kupfers auf ihren eigentlichen Charakter als Kupfererzlagerstätten hin; Kupferkarbonate fehlen aber hier vollständig (s. S. 374).

Ueberhaupt gehören oxydische Kupfererze in diesem Distrikt zu den Seltenheiten; auffallenderweise traf man jedoch auf dem Gange der Bullwhacker Mine an einer Stelle der Oxydationszone ca. 25 000 t Kupfersilikaterz (Chrysokoll). Im allgemeinen aber ist die höchstens bis 100 m Tiefe reichende Oxydationszone derartig vollständig entkupfert, daß man anfänglich unmöglich auf die reichen Kupfererze in der Tiefe schließen konnte. Bei dem fortgesetzten Abteufen fand man Anfang der 1880er Jahre die reichen Kupferzementationserze (Sulphidic enrichment), welche derartig auffallend scharf gegen die Oxydationserze absetzen, daß der Uebergang nur höchstens einige Fuß beträgt. Die Kupferproduktion stieg von da an sehr schnell. Die tiefste Grube des Distriktes hatte im Herbst 1910 bereits 2900 Fuß (ca. 900 m); die tiefsten Abbaustrecken der wichtigsten Gruben liegen jetzt bei annähernd 2000 Fuß (ca. 600 m). In der Tiefe führen die Erzgänge hauptsächlich Quarz mit einem schwach kupferhaltigen Schwefelkies. Nach den mikrometallographischen Untersuchungen von Simpson (a. a. O. 1908) enthält der Schwefelkies als mechanische Beimengung Kupferkies, Enargit, Buntkupfererz und Kupferglanz; diese Reihenfolge gibt gleichzeitig das Alter der Erze an.

Die Zusammensetzung der primären Erzführung ist übrigens noch nicht endgültig erforscht. Es steht nur mit ziemlicher Sicherheit fest, daß die Hauptkupfererze — Kupferglanz und Enargit, Buntkupfererz und Covellin — sekundäre Erze sind. Sie bilden durch Zementation entstandene Krusten auf und Adern in dem Schwefelkies, der an vielen Stellen vollkommen von ihnen verdrängt wurde. Da Kupferkarbonate völlig fehlen, hat man die Schlußfolgerung gezogen, daß das niedersickernde Wasser nicht alkalisch, sondern sauer war.

Die Ostwestgänge sind durch ausgedehnte Kupferanreicherungszonen von über 1 km Länge charakterisiert, während die jüngsten Verwerfungsspalten mit größeren Massen von zu Ton zerriebenem Gesteinsmaterial teilweise ausgefüllt sind, wobei sich die Erzführung dann auf Erzfälle oder Bonanzas von sehr reichem Erz beschränkt. Sales (a. a. O. 1908) nimmt zur Erklärung dieser Erscheinung an, daß die niedersinkenden kupferreichen Lösungen wegen des vielen wasserundurchlässigen Tonmaterials nur bestimmte Kanäle benutzen konnten. Nach den neuesten Untersuchungen soll übrigens auch etwas Kupferglanz und Enargit, deren

Menge nach der Tiefe im großen und ganzen abnimmt, primärer Natur sein. Da Kupferglanz auf Enargit aufsetzt, ist er jünger.

Nach der Tiefe zu sind die Erze kupferärmer geworden; die durchschnittliche Zusammensetzung des verhütteten Erzes betrug in den ersten tausend Fuß unter der Oxydationszone 8—10 Proz. Kupfer, während sie in den zweiten tausend Fuß nicht über 6 Proz. hat. Es ist allerdings fraglich, ob man nicht, veranlaßt durch allmähliche Verbesserungen im Bergbau- und Hüttenbetrieb, in neuerer Zeit aus größerer Tiefe ärmere Massen mitgewann, die man in den oberen Teufen stehen ließ.

Die Grenze zwischen der „Sulphidic enrichment"-Zone und dem primären Erz ist noch wenig bekannt. Nach den Untersuchungen von Sales, dem Montangeologen von Butte, reicht die Zementationszone höchstens bis 1000 Fuß unter die Oxydationszone.

Die Entwicklung der Kupferindustrie von Butte geht am deutlichsten aus der folgenden tabellarischen Zusammenstellung nach Merton hervor, in die zum Vergleich die Lake- und Arizonagruben aufgenommen sind:

Kupferproduktion in engl. Tonnen (à 1016 kg).

	1882	1885	1890	1895	1900	1905	1909	1911
Montana	4 045	30 270	49 560	82 589	114 144	142 490	140 105	122 070
Calumet und Hecla	14 300	21 075	26 250	34 454	34 745	37 950	40 000	35 000
Andere Lake-Gruben	11 140	11 135	18 200	23 582	24 396	59 820	61 450	61 995
Arizona	8 030	10 135	15 945	21 429	49 447	99 490	130 375	141 490
Andere in U. S.	2 955	1 435	6 370	10 246	40 800	49 370	118 350	132 095
Summe Verein. Staaten	40 470	74 050	116 325	172 300	263 500	389 120	490 280	492 650
Summe der Welt	181 600	225 600	269 500	334 500	479 500	682 125	839 425	873 460

Die Kupferproduktion stieg im Buttegebiet sehr rasch von Anfang der 1880er Jahre bis 1905, von wo an sie annähernd auf der gleichen Höhe blieb. Diese letztere Erscheinung dürfte zum Teil darauf zurückzuführen sein, daß der Betrieb auf mehreren Hauptgruben sich in der Uebergangszone zwischen den reichen Zementations- und den ärmeren primären Erzen bewegt. Gegenwärtig liefert Butte ungefähr ein Siebentel der Weltkupferproduktion. Bis Ende 1901 produzierte man nach Weed im Butte-Distrikt im ganzen 2841791572 lbs = 1 282 000 metr. t im Werte von 381 000 000 Dollar. Von 1901 bis Ende 1911 wurden 1 246 000, im ganzen also 2 528 000 mtr. t Kupfer im Gesamtbetrage von 3200 Mill. Mk. geliefert; hierzu kommen noch Silber und Gold.

Eine solche enorme Kupfermenge stammt also im großen und ganzen aus einem kleinen Gebiet von nur 5 qkm. Berücksichtigt man den noch jetzt vorhandenen Kupfervorrat, so ergibt sich, daß Butte die riesenhafteste Kupferanreicherung darstellt, die man überhaupt auf der Erde in einem kleinen Gebiete bisher kennt.

Das aus den Kupfererzen dargestellte Kupfer enthält durchschnittlich

0,23—0,24 Proz. Silber und 0,0008 Proz. Gold (vgl. Bd. I, S. 153, 155 u. Bd. II, S. 366); außerdem hat das Bessemerkupfer 0,008 Proz. Tellur.

Der Hüttenbetrieb besteht im Schmelzen auf Rohstein, im Bessemern und elektrolytischer Raffination. Die wichtigsten Werke sind Anaconda, Parrot, Boston, Butte Reduction Works und die Montana Ore Producing Co.

In Arizona, welches teilweise Montana in Bezug auf die Kupferproduktion noch übertrifft, sind die drei unweit der mexikanischen Grenze liegenden Hauptgebiete Bisbee oder Warren (mit der berühmten Copper Queen Mine), außerdem Clifton-Morenci und Globe (Bd. I, S. 392 bis 394) als eine Kombination von Kontaktvorkommen und Gängen aufzufassen. So gibt es bei Clifton-Morenci in der Nähe der Eruptivgrenze (Bd. I, Fig. 252) außer den durch Kontaktmineralien charakterisierten Kontaktlagerstätten sowohl innerhalb des Eruptivgesteins (Quarzmonzonitporphyr) als auch innerhalb des Kontakthofes des Nebengesteins eine erhebliche Anzahl von Kupfererzgängen (Fissure veins), die einen bedeutenden Teil der Produktion liefern. Aehnliche Verhältnisse herrschen in den beiden anderen genannten Arizona-Distrikten. Bei allen arbeitet man bisher im wesentlichen in der Oxydationszone.

In dem ebenfalls in Arizona liegenden Kupferdistrikt von Jerome (oder Black Range) und Mineral Creek scheint die geologische Position der Lagerstätten eine etwas andere zu sein.

Der wichtigste Kupferproduzent der Vereinigten Staaten außer Arizona, Montana und Michigan ist gegenwärtig Bingham Cañon in Utah, 30 km südwestlich von der Salt Lake City. Auch hier treten ganz ähnlich wie bei Clifton-Morenci einerseits kontaktmetasomatische Lagerstätten im Kalkstein in der Nähe von spätmesozoischen oder alttertiären Monzonit und anderseits Gänge mit Imprägnationszonen innerhalb des Monzonits auf. Der Monzonit bewirkte hier zunächst die Kontaktmetamorphose des Kalksteins und die Verdrängung desselben durch Kupfersulfide. Danach entstanden, als der obere Teil des Eruptivgesteins bereits teilweise erstarrt war, nordwestlich streichende Spalten, die von heißen wäßrigen Lösungen ausgefüllt wurden und die dem tieferen schmelzflüssigen Monzonitmagma entstammen dürften. Sie wandelten nicht nur den Kalkstein, sondern auch den Monzonit um und reicherten ihn mit Kupfer-, Silber- und Golderzen und etwas Molybdänglanz an (Bouthwell, Keith und Emmons, U. St. Geol. Surv. Prof. Pap. 38, 1905; H. Ries, Econ. Geol. 1910).

Die Kupferproduktion („Mine returns") der Vereinigten Staaten verteilte sich 1908 in folgender Weise (siehe Min. Res. for 1908, S. 194) auf die verschiedenen Staaten:

Arizona	129 700	mtr. t
Montana	114 200	„ „
Michigan	101 600	„ „
Utah	39 400	„ „
California	17 600	„ „

Tennessee	8 800	metr. t
Nevada	7 800	„ „
Idaho	4 600	„ „
Colorado	4 500	„ „
New Mexiko	2 800	„ „
Alaska	2 100	„ „
Wyoming	1 100	„ „

Hierzu kommen eine Reihe von Staaten mit einer sehr kleinen Bergwerksproduktion. — Im ganzen erhält man 434 000 t nach „Mine returns" oder 427 000 t nach „Smelters returns".

Ueber Michigan (Lake Superior) siehe einen späteren Abschnitt.

Unter den vielen anderen Kupfererzlagerstätten ist Ducktown in Tennessee bemerkenswert, das besonders in der älteren amerikanischen Literatur häufiger besprochen wurde.

Ducktown in Tennessee.

In kristallinen, mutmaßlich präkambrischen Schiefern — namentlich Glimmer-Quarzschiefer — treten linsenförmige im großen und ganzen konkordant eingefügte Kieslager auf. Sie sind meist bis 20, ausnahmsweise bis 50 m mächtig und führen in der Hauptsache Magnetkies mit Schwefel- und Kupferkies, etwas Zinkblende und Bleiglanz. Als Gangarten finden sich Hornblende, Augit, Granat, Zoisit, Quarz, Kalkspat u. s. w. Am Ausgehenden der Hauptvorkommen sind die Lagerstätten bis zu 30 m Tiefe in einen Eisernen Hut umgewandelt, es folgt unter diesem eine 1—3 m hohe Zementations- oder sulfidische Anreicherungszone, die zum erheblichen Teil aus amorphem Kupfersulfid mit etwas Malachit und Kupferlasur besteht und in noch größerer Tiefe von dem primären Kies abgelöst wird.

W. H. Weed (1900) faßt die Lagerstätte als eine echte Spaltenfüllung auf, die in der Hauptsache Magnet- und Schwefelkies — fast frei von Quarz — enthält und durch Umwandlung einer Gesteinszone gebildet wurde, die in der Hauptsache aus metamorphischen Mineralien bestand.

J. F. Kemp (1901) hält die Lagerstätte ebenfalls für ein gangförmiges Verdrängungsprodukt und vermutet, daß das ursprüngliche Gestein Kalkstein war.

H. Ries (Econ. Geol.; Lehrbuch 1910) erwähnt die Lagerstätte unter den echten Spaltenfüllungen in Glimmerschiefern, verbunden mit Metasomatose eines Gesteins, welches aus Granat, Zoisit, Aktinolit, Epidot, Pyroxen u. s. w. bestand. Das genannte Mineralgemenge ging nach ihm aus der Umwandlung kalkiger Schiefer hervor.

Vogt weist besonders darauf hin, daß nach den Beschreibungen der Schwefelkies in idiomorphen Kristallen im Magnetkies eingebettet liegt und daß die Mineralvergesellschaftung identisch mit derjenigen der norwegischen Kieslagerstätten ist. Er vermutet, daß die Ducktown-Vorkommen

in ähnlicher Weise wie die intrusiven Kieslager magmatischen Spaltungen ihre Entstehung verdanken.

Die Ducktown-Grube ist eine der ältesten Kupfergruben der Vereinigten Staaten, da der Bergbau hier bereits im Jahre 1850 begann und zunächst die reiche Zementationszone ausbeutete. Später gewann man Kies, und zwar 1908 mit durchschnittlich 1,55 Proz. Kupfer, etwas Silber und Gold. Die aus dem Kies hergestellte Schwefelsäure wird zur Aufschließung der in der Nähe befindlichen Phosphate benutzt. (Siehe über Ducktown: C. Heinrich, Trans. Am. Inst. Min. Inst. XXV, 1896; J. F. Kemp, ebenda XXXI, 1902; W. H. Weed, Types of Copper-Deposits in the Southern United States, ebenda XXX, 1901 und in Bull. Geol. Soc. Am. XI, April 1900.)

Mexiko.

Die Kupferproduktion Mexikos betrug:

	Boleo t	Andere Werke t
1880	—	400
1885	—	375
1890	3 450	875
1895	10 450	1 170
1900	11 050	11 000
1905	10 185	54 255
1909	12 230	44 095
1911	12 165	41 865

Das seit der Mitte der achtziger Jahre in Ausbeutung stehende Vorkommen von Boleo auf der niederkalifornischen Halbinsel tritt lagerförmig in tertiären Tuffen auf und wird später behandelt.

Ueber die bereits Bd. I, S. 394 erwähnte Lagerstätte von Cananea in der Nähe der Grenze von Arizona erschien kürzlich eine Abhandlung von S. F. Emmons (Cananea Mining District of Sonora, in Econ. Geol. V, Juni 1910). Es liegt hier eine mutmaßlich alttertiäre petrographische Provinz vor, sie besteht aus:

1. Diabas (am ältesten),
2. Rhyolith,
3. Mesa-Tuffe und Andesit,
4. Syenit und Syenitporphyr,
5. Dioritporphyrit,
6. Granitporphyr, Granodiorit und Quarzporphyr,
7. Gabbrodiabas (am jüngsten).

Im Kontakthof längs des Diabasporphyrits, des Granodiorits und des Quarzporphyrs treten vorzugsweise in einer 10 km langen und 1,5—3 km breiten Zone zahlreiche bedeutende Kontaktlagerstätten auf, welche Buntkupfererz, Kupferkies und Zinkblende, Schwefelkies u. s. w. führen. Außerdem finden sich hauptsächlich auf Verwerfungsspalten eine Anzahl ebenfalls sehr ergiebiger Quarzgänge mit Kupferkies, Schwefelkies, Zinkblende

u. s. w. Geologisch steht also Cananea den nicht weit entfernten Vorkommen von Bisbee und Clifton-Morenci ziemlich nahe.

Nach Emmons wurde die Erzbildung durch stark erhitzte Lösungen bewirkt, welche aus dem sich abkühlenden Magma austraten; es lassen sich hier zwei Bildungsstufen unterscheiden, nämlich zunächst Kontaktvorkommen, die nach Emmons oberhalb der kritischen Temperatur des Wassers entstanden sind und zweitens Gänge, welche von Lösungen unterhalb der kritischen Temperatur des Wassers gebildet wurden.

Ueber die Conception del Oro mit Kupferkontaktlagerstätten und Kupfererzgängen in Granodiorit siehe Bd. I, S. 394. Auch bei San José in Tamaudipas in der Nähe der Grenze von Texas treten nach J. F. Kemp (Transact. Amer. Inst. Min. Eng. Mai 1905) Kupfererzlagerstätten auf, die zum Teil kontaktmetamorph, zum Teil gangförmig sind.

Chile.

Literatur.

J. Domeyko (Santiago), zahlreiche Abhandlungen, zum Teil in Ann. d. Mines, Paris, darunter in 1840, 1841, 1846. — Derselbe, Essaye sobre los dépositos metaliferos de Chilé, 1876, ferner seine chilenische Mineralogie, 3. Aufl. 1879. — F. Moesta, Ueber das Vorkommen der Chlor-, Brom- und Jodverbindungen des Silbers in der Natur. Marburg 1870. (Unter anderem über die Silberlagerstätte Chañarcillo.) — v. Groddeck, Ueber Turmalin enthaltende Kupfererze von Tamaya in Chile. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. XXXIX, 1887, S. 237. — W. Möricke, Einige Beobachtungen über chilenische Erzlagerstätten und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen, in Tscherm. Min.-Petrog. Mitt. 1891, S. 121. — Derselbe, Vergleichende Studien über Eruptivgesteine und Erzführung in Chile und Ungarn, in Ber. d. Naturforschergesellschaft Freiburg i. Br., B. VI, 1892. — Derselbe, Die Gold-, Silber- und Kupfererzlagerstätten in Chile und ihre Abhängigkeit von Eruptivgesteinen, ebenda X, 1897, S. 152. — Derselbe, Geologisch-petrographische Studien in den chilenischen Anden, Sitzungsber. d. preuß. Akad. d. Wiss. XLIV, 1896. — A. W. Stelzner, Ueber die Turmalinführung der Kupfererzgänge von Chile, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 41. — Besonders in diesen und in Möricke s Abhandlungen sind mehrere andere Arbeiten von L. M. Crosnier, Ann. d. Mines 1851, 1859; D. Forbes 1861, 1863, 1866; R. A. Philippi 1860; A. Pissis 1875; L. Sundt (Santiago 1895) zitiert. — Otto Nordenskjöld, Ueber einige Erzlagerstätten der Atacamawüste. Bull. Geol. Inst. Upsala III, 1897 u. IV, 1898. — L. Darapsky, Das Departement Taltal. Berlin 1900. — A. Endter, Das Kupfererzlager von Amolanas im Departement Copiapó. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, S. 293 bis 296. — Briefliche Mitteilung von Prof. J. Schneider in Santiago an Vogt, 1910.

Auf der beigegebenen Karte (Fig. 97) ist die Lage der wichtigsten chilenischen Kupfererzlagerstätten dargestellt. Sie verteilen sich demnach auf zahlreiche Gebiete zwischen dem 19. und ca. 35. Grad südl. Br. Nur einige liegen noch weiter südlich.

Es treten hier hauptsächlich Erzgänge und nur ganz untergeordnet nach Möricke einige Kontaktlagerstätten und wenige unwesentliche Vorkommen vom Lake-Superior-Typus auf. Dieser Autor gab 1897 für die chilenischen Kupfer-, Silber- und Goldvorkommen, die auf das engste mit Eruptivgesteinen verknüpft sind, die folgende Einteilung:

1. Gold-Kupferformation: Gänge und Imprägnationen mit Gold und meist etwas goldhaltigen Kupfererzen in mäßig sauren und sauren Eruptivgesteinen (quarzführender Gabbro bezw. Quarzaugitdiorit, Quarzdiorit, Syenit, Amphibolgranitit, Quarzporphyr bezw. Liparit). Hauptgangart Quarz, Turmalin (!) häufig vorhanden.

A. Eigentliche Goldlagerstätten.

Beispiele: Guanaco in der Provinz Antofogasta; Inca de Oro, Cachiyuyo und Jesus Maria in der Provinz Atacama; Talca, Andacollo, Los Sauces in der Provinz Coquimbo; Chivatos in der Provinz Talca u. s. w.

B. Lagerstätten mit reichen Kupfererzen, die in der Regel einen sehr wechselnden Gehalt an Gold haben; Freigold findet sich ab und zu.

Beispiele: Remolinos und Ojancos in der Provinz Atacama; Tamaya und La Higuera in der Provinz Coquimbo; Caleu, Las Condes und Peralillo in der Provinz Santiago u. s. w.

Diese beiden Untergruppen von Lagerstätten lassen sich nicht scharf voneinander trennen, da sie durch alle möglichen Uebergänge aufs engste miteinander verknüpft sind.

Ch = Chuquicamata; P = Paposo; G = Guanaca; R = Remolinos; C = Carairal; H = Higuera.

Fig. 97. Karte der Kupfererzlagerstätten Chiles.

2. Edle Silber-Kupferformation: Lagerstätten mit edlen Silbererzen ohne wesentlichen Goldgehalt und mit silberhaltigen Kupfererzen in basischen Plagioklas-Augitgesteinen (Diabas, Augitporphyrit, Augitandesit) oder in mesozoischen Sedimenten, besonders Kalksteinen, die von diesen Eruptiven durchsetzt werden.

Die hauptsächlichsten Gangarten sind Kalkspat, Schwerspat und Quarz. Zeolithe sind häufig vorhanden, Turmalin fehlt vollständig. Sie zerfallen in folgende zwei Untergruppen:

A. Lagerstätten mit Kupfererzen, die kein Gold, aber in der Regel etwas Silber haben. Gediegen Silber ist zuweilen vorhanden.

Beispiele: Puquios und Checo in der Provinz Atacama; Mercedes de Algodones in der Provinz Coquimbo; Catemo in der Provinz Aconcagua; Lampa in der Provinz Santiago u. s. w.

B. Lagerstätten mit edlen Silbererzen. Kupfererze treten hier mehr oder weniger in den Hintergrund.

Beispiele: Tres Puntas, Cabeza de Vaca, Los Bordos, Chañarcillo, San Antonio in der Provinz Atacama; Algodones, Rodaito, Argueros, Quitana in der Provinz Coquimbo u. s. w.

Diese beiden Untergruppen sind ebenfalls durch Uebergänge auf das innigste miteinander verknüpft.

3. Edle Silbergänge mit hohem Goldgehalt, welche nachweisbar sowohl basische als auch saure Eruptivgesteine durchsetzen. Freigold kommt hier nicht selten neben Chlorverbindungen des Silbers vor.

Beispiele: Lomas Bayas in der Provinz Atacama und Condoriaco in der Provinz Coquimbo.

Diese Art von Edelmetallagerstätten repräsentiert gleichsam eine Mischung oder Kombination der unter 1 A und 2 B aufgeführten Erzvorkommen.

4. Lagerstätten mit Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz, Enargit u. s. w. Die Erze sind durchweg silber- und meist auch etwas goldhaltig; edle Silbererze finden sich hier selten. Diese Vorkommen stehen in Verbindung mit tertiären Andesiten und Lipariten respektive deren Tuffen.

Beispiele: Cerro Blanca und La Coipa in der Provinz Atacama; Las Hediondas, Vacas Heladas und Rio Seco in der Provinz Coquimbo u. s. w.

Die eben erwähnten Lagerstätten (Nr. 4), die in 3000 bis 4000 m Meereshöhe der Anden liegen und besonders auf Silber und Gold — aber nicht auf Kupfer — gebaut werden, gehören der tertiären Edelmetallgruppe (S. 12—94) an. Dasselbe gilt auch von den Silber-Goldlagerstätten unter Nr. 3. Aus den Beschreibungen scheint weiter hervorzugehen, daß jedenfalls sehr viele der Silbererzgänge der Gruppe 2 B und der Goldgänge der Gruppe 1 A tertiäres Alter haben. — Diejenigen Eruptivgesteine, an die die Kupfererzgänge geknüpft sind, haben durchgängig ziemlich junges Alter, sie sind nämlich oberkretazeisch oder alttertiär, einige vielleicht noch jünger.

Wirtschaftlich sind die Kupfervorkommen Chiles wichtiger als die Silber- und Goldlagerstätten; so betrug die Produktion des Landes im Jahre 1910:

35 235 t Kupfer zum Wert von 40 Mill. Mk.
44 479 kg Silber „ „ „ 3 „ „
1 268 „ Gold „ „ „ 3,5 „ „

Die chilenischen Kupfererzgänge führen als Gangart vorzugsweise Quarz. Für viele ist, wie besonders von Groddeck (1887), Stelzner (1897) und Möricke (1897) hervorgehoben wurde, Turmalin in hohem Grade charakteristisch. Es gilt dies beispielsweise von den goldhaltigen Kupfererzgängen in einem syenitischen Massengestein von Taltal in Nordchile, von den goldhaltigen Kupfererzlagerstätten im Quarzgabbro und Quarzdiorit von Tamaya in der Provinz Coquimbo, wo das Nebengestein der Gänge oft vollständig turmalinisiert erscheint, von den ebenfalls goldführenden, im Gabbrodiorit und Quarzdiorit aufsetzenden Kupfererzgängen des wichtigen Bergwerksdistrikts Copaquire in der Provinz Coquimbo und von vielen anderen Lagerstätten, die in den Arbeiten von Stelzner und Möricke zusammengestellt sind. Neben Turmalin kommt häufig Strahlstein, bisweilen auch Granat (nach Mitteilung von

Prof. Schneider) vor. Auf den Gängen sind Eisenglanz und Molybdänglanz ziemlich verbreitet, als Seltenheit findet man Scheelit, Cuproscheelit, Anatas und Zirkon; dagegen fehlen Zinnstein, Flußspat und Topas. Nach Möricke tritt der Turmalin nur auf denjenigen Erzgängen auf, die an saure und mittelsaure Eruptivgesteine (Granit, Syenit, Diorit, Quarzgabbro, Quarzporphyr u. s. w.) gebunden sind, fehlt aber auf den mit basischen Eruptivgesteinen verknüpften.

Die wichtigsten Erze der chilenischen Kupfererzgänge sind Kupferkies, Buntkupfererz und Kupferglanz, und in den oberen Teufen Cuprit, Malachit und Lasur, Gediegen Kupfer, Kupferindig, Tenorit, Brochantit und Atacamit (in den Nordprovinzen). Am Ausgehenden wurde gelegentlich (z. B. in der hoch in den Anden liegenden Lagerstätte Copaquire) überwiegend Kupfersulfat gefunden (H. Oehmichen, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, S. 147).

Fahlerze und Domeykit sind selten; Enargit, der auf den jungen Gängen der obigen Gruppe Nr. 4 ziemlich reichlich ist, scheint auf den Kupfererzgängen zu fehlen. Häufig haben die Kupfergänge Chiles einen kleinen Silber- und Goldgehalt, und zwar wurde Silber namentlich im Buntkupfererz und Kupferglanz, dagegen Gold vorzugsweise im Kupferkies gefunden. Das übrigens auf diesen Gängen ziemlich seltene Fahlerz hat häufig einen hohen, wenn auch schwankenden Silbergehalt. Interessant ist, daß es anderseits, z. B. auf der Grube Teniente, Fahlerz gibt, welches so gut wie silberfrei ist. — Auch auf den chilenischen Gängen sind natürlich die Zementationszonen (Sulphidic enrichment) besonders reich; so hatte man bei Tamaya zu oberst die buntgefärbte Oxydationszone (metal de color), darunter eine Zone mit Buntkupfererz und Kupferglanz (metal de color bronceada) bis zu einer Tiefe von 220 m und unter dieser folgte erst die primäre Zone mit überwiegend Kupferkies (bronce amarillo).

Der Kupferbergbau Chiles begann mit sehr bescheidenen Anfängen im 17. Jahrhundert. Er hob sich dann bedeutend um die Mitte des 19. Jahrhunderts, so daß von 1855 bis 1880 Chile unter den kupferproduzierenden Ländern an erster Stelle stand. Später wurde es von den gewaltigen übrigen Kupferdistrikten der Welt überflügelt, so daß es jetzt den sechsten Platz einnimmt (1. Vereinigte Staaten, 2. Mexiko, 3. Spanien, 4. Japan, 5. Australien, 6. Chile).

Die Höhe der chilenischen Kupferproduktion einschließlich des Kupferinhaltes der exportierten Erze und Hüttenzwischenprodukte ergibt sich aus folgender Tabelle:

Jahr	Produktion	Jahr	Produktion
1650 . .	50 engl. t	1875 . .	47 670 engl. t
1700 . .	100 „	1880 . .	39 580 „
1750 . .	750 „	1885 . .	39 800 „
1800 . .	1 250 „	1890 . .	26 650 „
1830 . .	3 000 „	1895 . .	22 075 „
1840 . .	6 500 „	1900 . .	25 700 „
1850 . .	12 340 „	1905 . .	29 165 „
1860 . .	34 120 „	1910 . .	35 235 „
1865 . .	41 210 „	1911 . .	29 595 „
1870 . .	44 200 „		

Die gesamte Kupferproduktion Chiles betrug:

vor 1840	. . . schätzungsweise	250 000 t
1840—1854	. . . . etwa	250 000 t
1855—1894	. . . . „	1 501 000 t[1])
1895—1911	. . . . „	484 000 t
	zusammen fast	$2^1/_2$ Mill. t.

Benutzte Quellen: für die spätere Zeit H. R. Merton jährliche Kupferstatistik; für die frühere Zeit A. Herrmann, La Produccion de Oro, Plata i Cobre en Chile, Santiago 1894 (siehe Vogt, Die Statistik des Kupfers, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 89).

Die Produktion an Kupfer (bezw. der Kupferinhalt der Erze) verteilte sich im Jahre 1903 folgendermaßen auf die verschiedenen Landesteile:

Tacna i Arica (im Norden)	462	t Kupfer
Prov. de Tarapacá (19—21° südl. Breite)	1 496	„
Dept. de Antofagasta (21—25° südl. Breite)	3 647	„
„ „ Tocopilla (25—26° südl. Breite)	1 588	„
„ „ Taltal (25—26° südl. Breite)	517	„
„ „ Chañaral (26—28° südl. Breite)	4 821	„
„ „ Copiapó (26—28° südl. Breite)	6 606	„
„ „ Vallenar i Freirina (28—30° südl. Breite) . .	3 524	„
„ „ Elqui i la Serena (28—30° südl. Breite) . .	2 014	„
„ „ Coquimbo i Ovalle (30° südl. Breite)	4 679	„
„ „ Combarbalá e Illapel	426	„
„ „ Petorca i Ligua	880	„
„ „ Putaendo u. s. w.	1 152	„
Prov. de Valparaiso (33—34° südl. Breite)	773	„
„ „ Santiago (33—34° südl. Breite)	2 052	„
Dept. de Talca (36° südl. Breite)	8	„
Summe:	34 643	t Kupfer.

(Nach Estadistica Minera de Chile en 1903; Santiago 1905. — Merton gibt für Chile, 1903, 30 930 t Kupfer an.)

Die ergiebigsten Gruben liegen zwischen dem 26. und 30. Grad südlicher Breite, zum Teil in dem Atacamagebiet.

In der Blütezeit, von 1860 bis 1885, erreichte die chilenische Kupferproduktion meist etwa 40 000 t jährlich; sie sank dann auf nur 20 000 bis 25 000 t jährlich, hat sich aber in den letzten Jahren nicht unwesentlich gehoben. Der starke Rückgang von 1885 bis 1900 beruht auf den besonders niedrigen Kupferpreisen und politischen Komplikationen. Die gelegentlich im Auslande geäußerte Vermutung, daß die Kupfererzgänge nach der Tiefe schnell auskeilen oder völlig verarmen, ist unrichtig. Nach Schneider (1910) ist noch keine der altbekannten Kupfergruben erschöpft, obgleich einige eine vertikale Tiefe von 600—800 m erreichten.

Die wichtigsten Gruben sind: Collahuasi in Tarapacá, Chuquicamata in Antofagasta, Guanaco (mit recht goldhaltigen Kupfererzen) und Paposo (400 m vertikale Tiefe), beide in Taltal, Descubridora de Carizalillo (650 m

---

[1]) Oder nach einer anderen, hiermit übereinstimmenden Angabe 1 771 000 t in 1844—1898 (siehe Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, S. 363).

tief) und Fortunata de las Amimas (430 m tief) in Chañaral. — In Copiapó: die wichtige Grube Dulcinea (800 m tief), dann Cerro Blanco und Ojanco (380 m tief), in der Nähe Remolinos (mit goldreichem Kupfererz). — In Vallenar i Freirina: Carizal-Alto (414 m tief). — In Elqui i la Serena: die berühmte La Higuera-Grube (350 m tief) und Brillador (550 m tief). — In Coquimbo i Qualle: Zannhillo (200 m tief); Tamaya mit der Grube Rosario (590 m tief). — Desengaño in der Nähe von Santiago.

Die berühmte, erst im Jahre 1832 entdeckte Silbererzgrube Chañarcillo, die nach Möricke Silber im Wert von ca. 1200 Mill. Mk. geliefert haben soll (nach O. Nordenskjöld, 1898, aber nur für 450 Mill. Mk.), und die jetzt so gut wie eingestellt ist, erreichte eine Tiefe von rund 700 m.

Japan.

Literatur.

Les Mines du Japon, Publikation gelegentlich der Weltausstellung in Paris 1900. — Mining in Japan, Past and Present. Published by the Bureau of Mines 1909. — Résumé statistique de l'empire du Japon. Tokio. — L. de Launay, La géologie et les richesses minérales de l'Asie. Paris 1911. Hier ausführliches Literaturverzeichnis.

Japan rangiert in den letzten Jahren unter den kupferproduzierenden Ländern an vierter Stelle (Karte S. 80—81). Man kennt hier neben den kupferhaltigen Kieslagerstätten auch Kupfererzgänge. Zu den ersteren, die in kristallinen Schiefern unter ähnlichen Verhältnissen wie die Lagerstätten von Norwegen und Spanien vorkommen, gehört die 544 m tiefe Grube von Besshi auf einer der Südinseln (Shikoku), die etwa ein Achtel der japanischen Kupferproduktion liefert.

In wirtschaftlicher Beziehung noch wichtiger sind jedoch die Kupfererzgänge, die hauptsächlich auf der Hauptinsel Nipon auftreten. Hier liegen im nördlichen Teile und etwas weiter südlich in den Provinzen Echizen und Kaga die Lagerstätten von Kosaka, Osarusawa, Ani, Hisanichi, Arakawa, Nagamatsu, Ogoya und Yusenyi. Fast alle befinden sich in oder in der Nähe von tertiären propylitisierten Lipariten und Andesiten; nur die Gänge von Omodani setzen in mesozoischen Schichten mit Quarzporphyr und diejenigen von Mizusawa in Granit — in der Nähe kommt Liparit vor — auf. Bei Kosaka, der augenblicklich bedeutendsten Kupferlagerstätte Japans, die viel Silber enthält, durchsetzen die Gänge Andesit oder Trachyt mit den zugehörigen Tuffen.

Die Lagerstätten der berühmten Ashio-Grube, die gegenwärtig annähernd ein Sechstel der japanischen Kupferproduktion liefert, treten hauptsächlich in Liparit, Dacit und Andesit auf, nur einige haben die den Eruptivgesteinen benachbarten Schiefer zum Nebengestein.

Die Erze dieser Gänge bestehen hauptsächlich aus Kupferkies, Schwefelkies mit etwas Buntkupfererz, wenig Zinkblende und Bleiglanz; als Gangarten treten Quarz, Kalkspat und Schwerspat auf.

L. de Launay vergleicht das Gebiet mit dem Butte-Distrikt in Montana, mit dem es auch die Manganmineralien gemeinsam hat.

In Chugoku durchsetzen die Lagerstätten sowohl paläozoische als tertiäre Schichten, die von Eruptivgesteinen durchbrochen werden. Wenn man auch die Lagerstätte Sasagatani als Kontaktvorkommen auffaßt, so stellen doch andere zweifellos typische Gangfüllungen in Quarzporphyr und Liparit dar.

Aus dieser kurzen Schilderung ergibt sich, daß viele der japanischen Kupfererzgänge, und unter ihnen die wichtigen von Kosaka und Ashio tertiäres Alter haben.

Der Kupferbergbau ist der bedeutendste Japans. Der Wert der Produktion der einzelnen Schwermetalle war im Jahre 1908:

Kupfer	für	47	Mill. Mk.
Gold	„	14,3	„ „
Silber	„	9,25	„ „
Eisen	„	8,0	„ „
Blei	„	830 000	Mk.
Antimon	„	110 000	„
Zinn	„	72 000	„
Zinkerz	„	630 000	„
Schwefelkies	„	350 000	„
Manganerz	„	310 000	„

Die Kupfererzproduktion Japans, dessen Kupferkunstgewerbe allgemein bekannt ist, ist viele Jahrhunderte alt. Das im Jahre 1690 entdeckte Vorkommen von Besshi soll schon im Jahre 1698 1500 t Kupfer geliefert haben, und Ashio, dessen Lagerstätte im Jahr 1610 entdeckt wurde, ergab schon von 1676 bis 1688 durchschnittlich jährlich 1375 t Kupfer. Die Kupfergrube Joshioka soll schon im Jahre 807 und Omodani zwischen 1342 und 1344 in Betrieb gesetzt worden sein.

Aus folgender Uebersicht ergibt sich, daß die Kupferproduktion Japans in den letzten Jahren stark gestiegen ist:

1875	2 400 t
1880	4 700 t
1885	10 500 t
1890	18 100 t
1895	19 100 t
1900	25 300 t
1905	35 500 t
1911	52 000 t

Im Jahre 1908 gab es in Japan nicht weniger als 43 Kupfergruben mit nennenswerter Produktion, unter denen folgende besonders hervorzuheben sind: Kosaka in Rikuchu, Ashio in Shimotsuke, Besshi in Jyo, Osaruzawa in Rikuchu, Ani in Ugo, Ikuno in Tajima, Kano in Iwashiro.

Australien.

Literatur.

A. Phillips u. H. Louis, A Treatise on Ore Deposits. London 1896. — Berichte der verschiedenen Kolonien an die Mining-Exhibition in London 1890 und gelegentlich anderer Ausstellungen. — Speziell über Moonta-Wallaroo: L. Gasguel, Ann. des Mines 10. Ser., Bd. VII, S. 544—562, 1905.

Eines der wichtigsten Kupfererzgebiete ist das von Moonta-Wallaroo in Südaustralien auf der Yorkes-Halbinsel in der Nähe von Adelaide. Bei Moonta, dessen Lagerstätten erst im Jahre 1861 entdeckt wurden, treten Kupfererzgänge im Quarzporphyr (Felsitporphyr oder Orthoklasporphyr) auf. Die 17 km davon entfernte, seit 1860 bekannte Wallaroo-Grube baut auf Erzgängen in kambrischen Glimmerschiefern mit etwas Kalkstein u. s. w. Die Gänge beider Distrikte führen hauptsächlich Kupferkies und etwas Buntkupfererz mit Quarz als Gangart; Wallaroo führt außerdem etwas Schwefelkies, Arsenkies, Kobaltin u. s. w.; bei Moonta ist die Schwefelkiesmenge sehr gering. Schwerspat, Flußspat und Turmalin scheinen überhaupt nicht vorzukommen, dagegen tritt bei Moonta etwas Feldspat auf.

Man kennt im Moonta-Distrikt innerhalb eines Viereckes von 1,5 km Seitenlänge eine erhebliche Anzahl von Erzgängen. Der tiefste Schacht hatte im Jahre 1903 bereits fast 800 m; nach der Tiefe werden die Erzgänge kupferärmer.

Bei Wallaroo baut man einen ausgedehnten, meist mindestens 2 m mächtigen, steil stehende Erzgang, der die Schiefer durchschneidet; im Jahre 1890 hatte der tiefste Schacht 400 m.

Am Ausgehenden der Gänge fanden sich bedeutende Mengen von Malachit, Kupferlasur, Cuprit, Atakamit, Gediegen Kupfer u. s. w., und zwar überwogen die Karbonate und Atakamit; die geschwefelten Erze stellten sich erst in größerer Tiefe ein.

Bei Wallaroo kannte man bis 30 m Tiefe nur Karbonate u. s. w., von da bis 50 m schwarzes Kupfersulfiderz und unterhalb 50 m quarzführenden Kupferkies. Die schwarzen Kupfersulfide sind aller Wahrscheinlichkeit nach Zementationserze.

Bei der Moonta-Grube, in deren Nähe an der Tagesoberfläche etwas Kalkstein auftritt, begann der Kupferkies zwischen 30 und 40 m Tiefe.

Von 1861 bis 1903 lieferte Moonta ca. 120 000 t metallisches Kupfer; hierzu kommt die Produktion von Wallaroo und später die Gesamtproduktion des vereinigten Moonta-Wallaroo-Werkes, die ca. 6000 t Kupfer jährlich erreicht.

Burra-Burra in Südaustralien, ca. 160 km nordnordöstlich von Adelaide gelegen, war früher wegen seiner reichen Oxydationserze berühmt.

Hier treten zwei Erzgänge in einem aus Schiefer, Kalkstein und Sandstein (auch als serpentinisierter Kalkstein bezeichnet) bestehenden Komplexe auf, die in der Nähe der Oberfläche Malachit, Kupferlasur, Rotkupfererz, Gediegen Kupfer u. s. w. führten. Die Oxydationserze reichten bis 75 bezw. 90 m und sind frei von Sulfiden; erst bei 170—190 m traten nur Sulfide, und zwar fast ausschließlich Kupferkies auf.

Die Lagerstätte wurde 1845 entdeckt und bis 1877, also $29^1/_2$ Jahre lang mit bedeutendem Gewinn betrieben. Im ganzen wurde 234 648 t Erz mit einem Kupferinhalt von 51 522 t im Werte von 4 749 224 £ (= ca. 93 Mill. Mk.) geliefert. Ein bedeutender Teil hiervon war Reingewinn.

Trotz des hohen Metallgehaltes der Oxydationserze erwiesen sich die sulfidischen Erze als unbauwürdig.

Auch die meisten übrigen Kupfererzlagerstätten Australiens, wie das recht wichtige Vorkommen Cobar in Neusüdwales, stellen Erzgänge dar. Eine Ausnahme macht die 1886 entdeckte, aber erst um die Mitte der 1890er Jahre in Betrieb genommene Kieslagerstätte des Mount Lyell[1]) an der Westküste Tasmaniens, 30 km vom Hafen entfernt. Sie tritt in metamorphen silurischen Schiefern auf und stimmt in vieler Beziehung mit den Huelvakieslagerstätten überein.

Der Export von Kupfer und Kupfererz betrug in Australien dem Werte nach:

Südaustralien	1843 bis 1855	2 077 300 Pfund Sterl.
	1856 „ 1895	18 603 655 „ „
Neusüdwales	1859 „ 1895	6 483 929 „ „
Queensland	1860 „ 1895	1 987 074 „ „
Victoria	„ 1895	206 395 „ „
		29 358 353 Pfund Sterl.

oder ca. 595 Mill. Mk.

Rechnet man den einheimischen Verbrauch und die bis 1895 ganz unwesentliche Produktion Tasmaniens mit, so kann die gesamte Kupferproduktion Australiens bis 1895 auf rund 400 000 t geschätzt werden.

Die Jahresproduktion Australiens an Kupfer nebst dem Kupferinhalt im exportierten Erz betrug:

1860	ca. 4 500 engl. t	1895	ca. 10 000 engl. t
1870	„ 9 500 „	1900	„ 23 020 „
1880	„ 9 700 „	1905	„ 33 940 „
1885	„ 11 400 „	1910	„ 40 315 „
1890	„ 7 500 „	1911	„ 41 840 „

Die Produktion erreichte von 1896 bis 1911 440 000 t. Australien hat also alles in allem bis Ende 1911 rund 840 000 t Kupfer geliefert, und zwar ca. 120 000 t aus der Mount-Lyell-Kieslagerstätte in Tasmanien, ca. 51 000 t von Burra-Burra von 1846 bis 1877 und wahrscheinlich etwa 250 000 t von Moonta-Wallaroo.

Russisch-Sibirien.

In Rußland und Sibirien ist die Kupferproduktion mehrere Jahrhunderte alt. Sie betrug:

---

[1]) Die Kieskörper erreichen bedeutende Dimensionen, durchschnittlich 200 Fuß, im Höchstfalle sogar über 300 Fuß Breite bei einer streichenden Länge von 950 Fuß. Das Erz besteht durchschnittlich aus 83 Proz. Schwefelkies, 14 Proz. Kupferkies entsprechend 4,5 Proz. Kupfer, 2 Proz. Schwerspat und 1 Proz. Quarz. Der Betrieb begann hier 1896 und erreichte später 8000 t Kupfer jährlich.

Von 1896 bis 1908 betrug die Gesamtkupferproduktion Tasmaniens 94 923 t Kupfer im Werte von 7 771 830 Pfund Sterling.

Der für diese Produktion erforderliche Kupferstein bezw. das Kupfererz stammte fast ausschließlich vom Mount Lyell.

Der Kies von Mount Lyell enthält, abgesehen von Kupfer, noch 0,25 Teile Silber auf 100 Teile Kupfer und 1 Teil Gold auf 52 Teile Silber. Der Kies ist also hier silber- und goldreicher als auf den übrigen intrusiven Kiesvorkommen.

1700 . . . . 3 276 t Kupfer		1880 . . . . 3 200 t Kupfer	
1820 . . . ca. 3 500 „ „		1890 . . . . 4 800 „ „	
1830 . . . . 3 870 „ „		1895 . . . . 5 280 „ „	
1840 . . . . 4 120 „ „		1900 . . . . 8 220 „ „	
1850 . . . . 6 450 „ „		1905 . . . . 8 700 „ „	
1860 . . . . 5 020 „ „		1910 . . . . 22 310 „ „	
1870 . . . . 5 050 „ „		1911 . . . . 25 570 „ „	

Die Produktion des Jahres 1908 verteilte sich nach de Launay wie folgt:

Ural	8560 t
Kaukasus	4840 „
Kirgisensteppe	1100 „
Verschiedene Lagerstätten . .	2200 „

Im Jahre 1905 gab es 7 Kupferwerke im Ural, 8 im Kaukasus, 1 im Altai und 1 in der Kirgisensteppe.

Die Perm-Erze, die bei den Imprägnationen besprochen werden sollen, werden nicht mehr gewonnen.

Die berühmten uralischen Kupfererzlagerstätten von Bogoslovsk (60° nördlicher Breite), Mednoroudiansk bei Nishne Tagilsk (Bd. I, Fig. 150 und 231) mit den bekannten zu Schmuckgegenständen verarbeitbaren Blöcken von Malachit, Goumeshevsk, Soimonovsk u. s. w. sind wahrscheinlich kontaktmetamorph (Bd. I, S. 356—362). Ebenfalls als kontaktmetamorph wird von den meisten Forschern das auf der Südseite des Kaukasus liegende Vorkommen von Kedabeg angesehen. Nach A. Oehm, dessen Manuskript Beck in seinem Lehrbuch benutzt, treten hier eine große Anzahl von Eruptivgesteinen (Quarzporphyre oder Liparite, Keratophyr, Quarzdiorit, Gänge von Diabas und Diabasporphyrit und andere Effusivgesteine) und Tuffe auf.

Nach P. Nicou (Annales des Mines, 10. Serie, Bd. VI, 1904), auf den sich de Launay bezieht, liegen hier Mikrogranulit oder Quarzporphyr wahrscheinlich jurassischen Alters unter Decken von Andesit und in der Nähe von Diorit. Er gibt außerdem Andesitgänge an, welche die Erzlagerstätten durchschneiden.

Die Erzkörper, deren man 17 kennt, sind linsenförmig und scheinen an und in dem Quarzporphyr (oder Andesit?) aufzutreten.

Die Lagerstätte wurde seit 1865 von den Gebrüdern Siemens betrieben (L. de Launay, La géologie et les richesses minérales de l'Asie 1911, und die hier zitierte Literatur, unter anderem von E. Fedorow, Ann. Géol. et Minér. de la Russie 1901, IV. Abt., I. und Mém. Ac. Imp. de Science de St. Pétersbourg, Ser. VIII, Vol. XIV, 1903, in russischer Sprache).

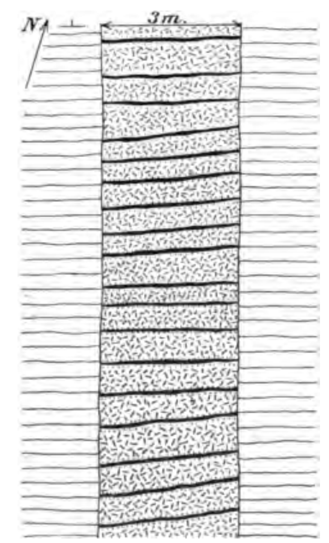
In der Kirgisensteppe finden sich in Schiefern, Kalksteinen, Porphyren oder Prophyriten zahlreiche Blei-Kupfererzgänge, die man in mehrere Gangformationen einteilen kann. Auch im Altai-Gebiet kennt man Silber - Blei - Kupfererzgänge in einem Distrikt, dessen Zentrum Smeinogorsk ist. Der früher umfangreichere Betrieb hat in den letzten Jahren stark abgenommen (s. L. de Launay und die dort zitierte Literatur).

Telemarken im südlichen Norwegen.

Literatur.

J. H. L. Vogt, Den Thelemark-Sätersdalske Ertsformation. Norske Ertsforekomster III u. III b; Archiv f. Mathem. Naturv. X, 1886 u. XII, 1888; siehe auch Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, Aprilheft. Hier zitiert ältere Abhandlung von T. Dahll 1860; dabei auch von Th. Scheerer 1844, 1845, 1863; B. M. Keilhar 1850 und P. Herter 1871.

Telemarken besteht aus jungarchäischen oder algonkischen Schiefern, Konglomeraten und Quarziten, die von einem jüngeren, präsilurischen Granit durchbrochen werden. An einer Stelle tritt im Svartdal Quarzdiorit auf. In diesen Gesteinen findet sich eine große Anzahl von Erzlagerstätten, von denen die meisten Kupferkies, Buntkupfererz und Kupferglanz ohne jede Vergesellschaftung mit Schwefelkies oder Magnetkies führen.



Schiefer — Granitgang mit Erzklüften — Schiefer

Granitgang (ca. 400 m lang und 3,5 m breit), Quarzschiefer durchsetzend, mit kleinen Buntkupfer-Quarz-Gängen (schwarz), regelmäßig in Abständen von 0,3—0,4 m aufeinander folgend; die Quergänge von ganz schmalen Greisenzonen begleitet.

Fig. 98. Skizze der Näsmark-Grube in Telemarken. (Nach Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 149.)

Die Vorkommen lassen sich in folgender Weise gruppieren:

1. Gänge in Granit und zwar hauptsächlich auf vertikalen Absonderungsklüften (Bd. I, Fig. 145); bisweilen, wie bei Svartdal, im Quarzdiorit.
2. Gänge auf vertikalen Absonderungsklüften von Granitgängen (Fig. 98).
3. Gänge am Salband zwischen Granit und Schiefer (Fig. 99).
4. Die Schiefer durchsetzende Erzgänge.
5. Lagergänge und fahlbandförmige Imprägnationen im Schiefer (Fig. 54 in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895).

Die beiden letztgenannten Typen treten hauptsächlich in der Nähe der Granitgrenze auf; so ist beispielsweise der mindestens 1400 m lange Lagergang „Hoffnung" bei Aamdal nur ca. 40 m vom Gneisgranit entfernt.

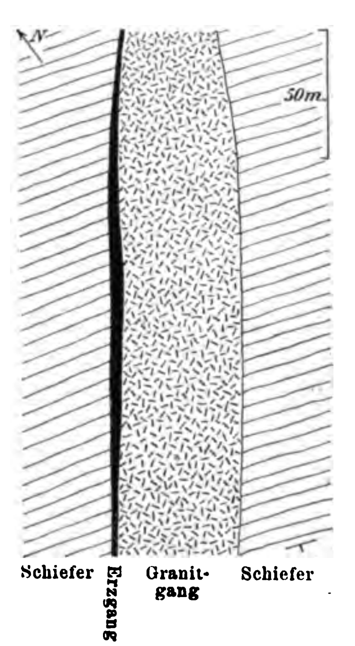
Außer den Kupfererzen findet sich an einigen Stellen Molybdänglanz in so reichlicher Menge, daß man dieses Erz gewinnt (Langvand in Sätersdalen und weiter westlich Knaben in Fjotland). Außerdem treten einige Gänge mit Bleiglanz, Zinkblende, Arsenkies u. s. w. auf. Bei Dalane in Kvitseid kommt eine Imprägnation von Gediegen Kupfer mit Gediegen Silber vor. — In dem etwa 5 km langen Quarzdioritfelde (lokal mit Kugelquarzdiorit) von Svartdal setzen einige Goldgänge mit Kupferkies, Schwefelkies u. s. w. und ziemlich viel Wismutglanz auf. An mehreren Stellen wurde auch Tellur-Wismut nachgewiesen.

Quarz ist die wichtigste Gangart, neben ihm tritt auf einigen Gängen Turmalin, besonders reichlich in dem Gold-Wismutglanzgang im Svartdal,

auf. Muskovit kommt öfter vor, so beispielsweise in Klovereid (Bd. I, Fig. 145), Näsmark (Fig. 98) und Svartdal; er ist zum Teil senkrecht zu den Salbändern ähnlich dem Zinnwaldit der Zinnsteingänge von Zinnwald angeordnet (Bd. I, Fig. 146). Kalkspat und andere Karbonspäte sind untergeordnet. Flußspat findet sich gelegentlich auf einigen Gängen, und zwar bei Dalen in der Nähe von Bandakvand so reichlich, daß man einige tausend Tonnen gebrochen hat; auch Epidot, Hornblende, Beryll u. s. w. kommen vor.

Der Granit ist in mehreren Gruben längs der Erzgänge zu einem greisenähnlichen Gestein umgewandelt (Bd. I, S. 410, Fig. 145 u. 263 u. Bd. II, S. 366 u. 371).

Räumlich schließen sich die Erzgänge dem Granit bezw. im Svartdal dem ihm chemisch nahestehenden Quarzdiorit eng an. Das Auftreten auf den Absonderungsflächen des Granits und der Granitgänge weist auf eine genetische Verknüpfung mit der Graniteruption hin. Außerdem lassen die Zinngangmineralien Turmalin, Flußspat, Molybdänglanz (an einer Stelle auch Wolframit und Scheelit neben Molybdänglanz, ausnahmsweise auch Uranpecherz und Beryll) zusammen mit der greisenähnlichen Umwandlung des Nebengesteins den Schluß zu, daß die genetischen Verhältnisse der Gänge von Telemarken ganz ähnlich denjenigen der Zinnsteingänge sind (siehe S. 366). Vogt hat deshalb diese Lagerstätten als „Zinnsteingänge mit Kupfererz statt Zinnstein" bezeichnet.



Granitgang (250 m lang und 40—50 m breit) Quarzschiefer durchsetzend; an der einen Kontaktfläche zwischen Granit und Schiefer ein mächtiger Quarzgang, an den Salbändern mit Muskovitkrystallen und an einzelnen Stellen mit reichen Kupfererznestern.

Fig. 99. Skizze der Moberg-Grube in Telemarken. (Nach Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 149.)

Einige der Lagerstätten wurden schon im 16. Jahrhundert gebaut. Die Lagergänge von Aamdal lieferten bisher in Summa Kupfererze mit einem Gesamtinhalt von rund 7500 t Kupfer; der Betrieb wird jetzt erweitert.

Die kupferführenden Eisenspatgänge.

Einen besonderen Typus der Kupfererzgänge bilden die kupferführenden Eisenspatgänge, deren wichtigste Vertreter bei Mitterberg im Salzburgischen, Dobschau in Oberungarn und im Siegerlande (siehe unter Siegerland S. 285) liegen. Sie treten häufig in altpaläozoischen Schichten auf und stimmen in ihren Eigenschaften im großen und ganzen mit den Spateisensteingängen (siehe dort) überein. Ihre Mächtigkeit kann, wie bei Dobschau, eine bedeutende werden und mehrere Meter betragen. Die hierher gehörigen Erzgänge führen in der Hauptsache

Spateisenstein, Quarz und Sulfide und unter den letzteren namentlich Kupferkies und Schwefelkies, der letztere nimmt oft mit der Tiefe zu.

Bornhardt hat zuerst für das Siegerland den Nachweis geliefert, daß im allgemeinen ein großer Altersunterschied zwischen den verschiedenen Erzen der Spaltenfüllung besteht, und Krusch konnte die Resultate mikroskopisch bestätigen und für Mitterberg und Dobschau ähnliche Verhältnisse nachweisen. Die erste Ausfüllung besteht in diesen Gebieten aus Spateisenstein, dazu kommen geringe Mengen von Sulfiden, wie Schwefelkies und Buntkupferkies. Spateisen überwiegt bei weitem, so daß die Gänge im allgemeinen Spateisensteingänge darstellen.

Erst in einer späteren Periode erfolgte nach wiederholtem Aufreißen der Spalten das Eindringen von Quarzlösungen, die den Spateisenstein mehr oder weniger vollständig verdrängten; man spricht infolgedessen von einer Verquarzung der Gänge. Wenn diese auch zweifellos von der Tiefe aus erfolgte, so können doch im Vertikalprofil verquarzte und nicht verquarzte Gangteile miteinander abwechseln, je nach dem Verlauf der durch Wiederaufreißen entstandenen Spalten und dem verschiedenen Widerstande, den die abweichende Struktur des Spates der metasomatischen Verdrängung entgegenstellte.

In einer dritten Periode der Gangbildung drangen neue Minerallösungen ein, welche wiederum Spateisenstein und Quarz teilweise verdrängten.

Die zu dieser Gruppe gehörigen Gänge sind also ausgezeichnete Beispiele für innere Gangmetasomatose.

Da die ursprüngliche Spateisensteinfüllung meist ein hohes Alter hat, zeigen diese Gänge oft die Spuren intensiver tektonischer Einwirkung, sie sind häufig gefaltet und durch die verschiedensten Störungen beeinflußt.

Mitterberg in den Salzburger Alpen, Oesterreich.

Literatur.

F. M. Stappf, Berg- u. Hüttenm. Zeitung. XXIV, 1865. — F. Pošepný, Archiv f. prakt. Geol. I, 1880, S. 274—293. — A. v. Groddeck, Zur Kenntnis einiger Serizitgesteine, welche neben und in Erzlagerstätten auftreten. N. Jahrb. f. Min., B.-B. II, 1883, S. 72—138. — Derselbe, Zur Kenntnis des grünen Gesteins (grüne Schiefer) von Mitterberg. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XXXIII, 1883, S. 397—404. — Derselbe, Ueber Lagergänge. Berg- u. Hüttenm. Zeitung. XLIV, 1885. — Derselbe, Studien über Thonschiefer, Gangthonschiefer und Serizitschiefer. Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. 1885, S. 1—52. — W. v. Gümbel, Geologische Bemerkungen über die Thermen von Gastein und ihre Umgebung. Sitzungsber. d. Bayr. Akad. d. Wiss. 1889, S. 341—408. — C. A. Hering, Berg- u. Hüttenm. Zeitung. LIV, 1895, S. 215. — A. W. G. Bleeck, Die Kupferkiesgänge von Mitterberg in Salzburg. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 365 bis 370. — Much, Das vorgeschichtliche Kupferbergwerk auf dem Mitterberg bei Bischofshofen, 1879. — Derselbe, Die Kupferzeit in Europa, 1886. — Krusch, Eigene Untersuchungen.

Die weitere Umgebung des Kupfergebietes von Bischofshofen bei Salzburg, welches eine Meereshöhe bis ca. 1500 m erreicht, ist seit langem bekannt, und zwar nicht nur durch Kupfer-, sondern auch durch Spateisensteinvorkommen.

Der Distrikt besteht im wesentlichen aus tektonisch hochgradig gestörten alpinen Werfener Schichten (Trias), die in petrographischer Beziehung besonders von Groddeck und Bleeck untersucht wurden. Nach diesen Autoren liegen in der Hauptsache Serizitschiefer mit Ottrelith, Quarz und Karbonspäten vor; nach Bleeck sind es kontaktmetamorphe Tonschiefer, Sandsteine und Quarzporphyre. In den Schichten tritt eine größere Anzahl steilstehender, meist 1—3 m mächtiger Lagergänge auf, die sich in der Hauptsache als kupferkiesführende Spateisensteingänge charakterisieren. Sie wurden ehemals bei niedrigem Kupfergehalt auf Eisen, bei höherem auf Kupfer gebaut. Es ist deshalb bei den alten Bergbauen nicht immer leicht festzustellen, ob man es mit einer alten Eisenerzgrube zu tun hat, die wegen der zu reichlichen Kupfererzführung in der Tiefe eingestellt wurde, oder um eine Kupfererzgrube, bei welcher in der Tiefe die Kupfererzführung auf Kosten der Spatführung abnahm.

Die Konkordanz zwischen Erzgängen und den häufig transversal geschieferten Gesteinen ist vielfach so ausgesprochen, daß die Mitterberger Gänge gelegentlich als sedimentierte Lager angesehen wurden.

Die epigenetische Natur ergibt sich aber sicher teils aus kleineren Ueberschneidungen der Schieferschichten durch die Erzgänge und teils aus dem Vorkommen zahlreicher Bruchstücke des Nebengesteins in der Gangmasse.

Die Störungen der Mitterberger Gänge sind ähnlich abwechslungsreich wie diejenigen im Siegerlande. Man kennt Faltungen, Verwerfungen, Seitenverschiebungen, Ueberschiebungen und Verschiebungen im Einfallen.

Die Gangfaltungen entstanden, als nach Bildung des Erzganges der ganze Schichtenkomplex weiter gefaltet wurde. Die Gangmasse ist dann gewöhnlich von einer Unzahl von Kluftflächen durchsetzt, da sie mehr Widerstand bot als die Schieferschichten des Nebengesteins. Die Ausrichtung ist einfach, da gewöhnlich keine Unterbrechung der Gangfläche stattfindet.

Die Verwerfungen und Ueberschiebungen geben zu keiner Bemerkung Anlaß, dagegen sind die horizontalen Seitenverschiebungen, welche durch einen Horizontaldruck bewirkt wurden und meist keinerlei Absinken zeigen, von gleichem Interesse wie die Verschiebungen im Einfallen, welche ähnliche Erscheinungen wie die Deckelklüfte des Siegerlandes hervorrufen.

Das primäre Kupfererz ist Kupferkies, der bei nicht nachträglich veränderter Gangfüllung in einem quarzführenden Spateisenstein oder Ankerit mit wechselnder Schwefelkiesmenge auftritt. Untergeordnet finden sich Weißnickelkies, Kobaltblüte, Arsenkies und etwas quecksilberhaltiges Fahlerz, welches leicht unter Bildung von Zinnober zersetzt wird.

Nach Bleeck liegen bei Mitterberg zwei Arten von Gängen vor, nämlich:

1. Quarz-Kupferkiesgänge, und
2. Quarz-Ankeritgänge,

von denen die letzteren die jüngsten sind. Bei beiden ist das Nebengestein mit Kupfer- und Schwefelkies imprägniert.

Krusch glaubt einwandfrei den Nachweis führen zu können, daß ein wiederholtes Aufreißen der Gangspalten stattgefunden hat, und zwar bestand die erste Ausfüllung in der Hauptsache aus Ankerit und Spat, untergeordnetem Quarz, Kupferkies und Schwefelkies.

In einer zweiten Periode tektonischer Störung drangen auf neugebildeten Spalten kieselsäurereiche Lösungen in die Erzmasse und verdrängten metasomatisch die Karbonate.

Neben jüngeren Quarzgängen, die durch diese Minerallösungen entstanden, findet man alle Uebergänge zwischen den alten Karbonatgängen und durch metasomatische Verdrängung des Karbonats gebildeten Quarzgängen.

An den Resten von Karbonat, die im Quarz auftreten, läßt sich häufig infolge gleicher Orientierung der einzelnen Lagen der Nachweis erbringen, daß die ganze Füllung ursprünglich Karbonat war.

Ein Teil der Sulfide und mutmaßlich auch zum Teil Kupferkies ist noch jünger als der Quarz, verdankt also einem dritten Aufreißen seine Entstehung. Es besteht also eine große Aehnlichkeit zwischen dem Siegerlande und dem Mitterberger Distrikt.

Besonders kompliziert werden die Lagerungsverhältnisse, wenn ein jüngerer, nicht durch innere Gangmetasomatose entstandener Quarzgang einen älteren sekundär vollkommen verquarzten schneidet, bezw. wenn beide sich schleppen. Es bedarf dann großer Aufmerksamkeit des Bergmannes, um beide Gänge auseinander zu halten.

Serizit, Ottrelith u. s. w. des Nebengesteins sind ziemlich sicher durch hydrothermale Prozesse entstanden.

Abgesehen von den Gängen, welche von der Mitterberger Stammgrube ausgebeutet werden, sind noch einige analoge recht interessante Lagerstätten südlich davon aufgeschlossen worden. Die wichtigsten sind der Brander Gang und der Gang am Buchberg.

Bergbau ging, wie oben erwähnt, bei Mitterberg schon im Altertum um, der Distrikt lag aber vom zweiten Jahrhundert n. Chr. ungefähr 1500 Jahre ganz still; der jetzige Bergbau datiert aus dem Jahre 1827. Gegenwärtig ist das Vorkommen die wichtigste Kupfererzgrube Oesterreichs mit einer jährlichen Produktion von ca. 1200 bis 1800 t Kupfer.

Interessant ist der Silbergehalt dieser Lagerstätten, welcher bis 150 g pro Tonne Kupfererz erreichen kann.

Die Lagergänge von Kitzbühel in Tirol.

Literatur.

P. M. Stappf, Geognostische Notizen über einige Alpinische Kupfererzlagerstätten. Berg- u. Hüttenm. Zeitung XXIV, 1865. — F. Pošepný, Die Erzlagerstätten von Kitzbühel in Tirol und dem angrenzenden Teile Salzburgs. Archiv f. prakt. Geol. 1880, Bd. I, S. 257. — G. Dörler, Bilder von den Kupferkieslagerstätten bei Kitzbühel und den Schwefellagerstätten bei Swoszowice, herausgegeben vom k. k. Ackerbauministerium. Wien 1890. — Geol. bergm. Karte von Prof. v. Joachimsthal 1891.

Das Silur der Gegend von Kitzbühel besteht aus Grauwackenschiefern, schiefrigen Grauwacken, Tonschiefern und Tonglimmerschiefern, die im allgemeinen ostwestlich streichen.

Die Träger der Kupfererzlagerstätten sind die Tonschiefer. Von den zahlreichen Vorkommen wurden bis vor kurzem nur noch diejenigen auf dem Schattberge, in der Kupferplatte und auf der Kelchalpe gebaut.

Die Gänge auf dem Schattberge sind konkordant den mit 25—80° einfallenden, ostwestlich streichenden Tonschiefern eingelagert, welche hier von mächtigeren Schuttmassen und diluvialen Schichten bedeckt werden. Die Lagergänge stellen nach Dörler einen Komplex gangartiger Ausfüllungen von Spaltenräumen dar, welche mit den Schiefern verschieden streichen und einfallen und sich deren Krümmungen und Windungen anpassen. Wie die Schiefer sind sie vielfach verdrückt, gebogen und verworfen und durch größere Störungen nebeneinander geschoben, so daß man Stücke ein und desselben Ganges als mehrere parallele Lagerstätten angesehen hat.

Die in bezug auf die Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimeter und 4 m schwankenden Hauptgänge zeigen sowohl im Hangenden als im Liegenden scharfes Ablösen und entsenden viele Trümer in das Nebengestein. Die Ausfüllung besteht im allgemeinen aus Ankerit mit größeren grauen und schwarzen Schiefermassen, zwischen denen trübweißer Quarz und Kupferkies in Nestern und Trümern liegt.

Das Erz tritt entweder als Imprägnation oder derb am Hangenden und Liegenden oder endlich in Schnüren und Butzen in unregelmäßiger Verteilung auf. Fahlerz und Nickelkies sind selten.

Der Bergbau in der Kupferplatte am Lochberg ging ebenfalls auf im allgemeinen im Streichen und Fallen mit den Schichten übereinstimmenden Gängen um.

Die Lagerungsverhältnisse auf der Kelchalpe sind ähnliche. Das Gebiet besteht aus silurischen Ton- und Tonglimmerschiefern. Besonderes Interesse bieten die sogen. „Falkenschiefer“, das sind gelblichgraue, lichte und selten rötliche Tonschiefer, die parallel zur Schieferung Quarzlamellen zeigen und ausschließlich mit den Erzvorkommen verknüpft sind. Die Kupferlagerstätte ist bis 4 m mächtig, streicht h 3—4 und fällt mit 30° nach Osten ein. Während die Gangausfüllung in der Hauptsache aus Ankerit, Quarz und Falkenschiefer besteht, finden sich als Erze Schwefelkies, Rot- und Weißnickelkies, Zinkblende und Bleiglanz.

Der Bergbau von Kitzbühel, welcher heute keine wesentliche Rolle mehr spielt, reicht bis in das 18. Jahrhundert. Die Produktion Tirols beträgt in den letzten Jahren ca. 700 t Kupfererz.

Die Kupfererzgänge der Gegend von Kamsdorf.

Literatur.

F. Beyschlag, Die Erzlagerstätten der Umgegend von Kamsdorf in Thüringen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1888.

Im Zechsteingebiet östlich der Saale setzen zwischen Saalfeld und Könitz die Ausläufer der nördlichen Thüringer-Wald-Randspalte auf. Die zwischen h 8 und 10 streichenden und unter 50—80° nordöstlich einfallenden Gänge haben Trias, Perm und Kulm als Nebengestein; die Erzführung beschränkt sich aber auf das zwischen den verworfenen Teilen des Weißliegenden und Zechsteindolomites (Eisenkalkes) liegende Gangstück. Am reichsten ist die Partie zwischen den verworfenen Kupferschieferflözteilen. Die in unregelmäßig nesterförmiger Zusammenhäufung vorkommenden Erze sind Fahlerz, Kupferkies, Ziegelerz, Malachit, Kupferlasur und namentlich am Roten Berge Kobalt- und Nickelerze. Gangart sind Spateisen, Brauneisen, Schwerspat und Kalkspat. Als Auspressung bituminöser Schichten kommt Asphalt vor.

Von den Gängen gehen die lagerförmigen metasomatischen Umwandlungen der Zechsteinkalke und Dolomite aus, welche in dem Abschnitt über metasomatische Eisenerze ausführlicher beschrieben wurden (s. S. 328). In ihnen finden sich unfern der Gänge Nester und Butzen derber Fahlerze. Die Produktion ist gering.

Die metasomatische Kupfererzgruppe.

In Verbindung mit den Gängen können sich metasomatische Kupfererzlagerstätten bilden, besonders wenn das Nebengestein wenigstens zum Teil aus Kalkstein oder Dolomit besteht.

Da diese Bedingung jedoch in der Natur in noch selteneren Fällen zutrifft als diejenige für die Entstehung der Kupfererzgänge, so gibt es nur wenige Stellen auf der Erde, wo Lagerstätten dieser Art gebaut werden. Die Verdrängung des Kalkes ist auch hier mehr oder weniger vollständig; aber es ist bisher kein Fall bekannt geworden, wo es zu einem vollkommenen Ersatz der Kalkschichten gekommen wäre.

Die Form dieser Erzlagerstätten ist deshalb stets eine unregelmäßige; es entstehen schlauch- und stockförmige Massen, die meist in bezug auf die Längenerstreckung von Spalten, Klüften und Schichtflächen abhängig sind.

Da die Mächtigkeit der umwandelbaren Gesteine (besonders Kalksteine) meist eine beschränkte ist, so kommen bei ungestörten Lagerungsverhältnissen im allgemeinen keine bedeutenden Erstreckungen nach der Tiefe vor. Wo solche dennoch angetroffen werden, sind sie die Folge nachträglicher Aufrichtung der Schichten, die vor oder nach der Bildung der Lagerstätten erfolgt sein kann.

Die Verteilung der Erze ist eine unregelmäßige und nicht selten sind die bedeutendsten Kupfererzanreicherungen an die Nähe von Gangspalten gebunden.

Die primären Erze sind in der Regel Schwefel- und Kupferkies; daneben kommen andere Sulfide, wie Bleiglanz und Zinkblende vor.

Entsprechend der Entstehungsart dieser Lagerstätten überwiegen unter den Gangarten die Karbonate. — Die Verwachsung ist meist eine massige.

Wie bei den meisten metasomatischen Lagerstätten beschränken sich die primären Teufenunterschiede in der Regel auf eine Abwechslung von ärmeren und reicheren Zonen, die häufig mit dem verschiedenen Grade der Umwandelbarkeit der einzelnen die Kalkformation bildenden Schichten zusammenhängt.

Von großer Wichtigkeit sind dagegen die *sekundären Teufenunterschiede*, weil Kupfererze überhaupt in ausgeprägtem Maße zu sekundären Metallverschiebungen neigen (siehe Abschnitt über Kupfererz Bd. I, S. 78—81, 108—209), und das wenigstens zum Teil aus Kalk bestehende Nebengestein diese Prozesse begünstigt. Es können sich deshalb Oxydations- und Zementationszonen von bedeutender Mächtigkeit bilden, die in einem auffallenden Mißverhältnis zu der geringmächtigen primären Lagerstätte stehen. In solchen Fällen werden nicht nur der Kalkstein, sondern auch die mit ihm vergesellschafteten Eruptivgesteine, wie Aplit und Kersantit, so gut wie vollkommen durch Zementationsmetasomatose ersetzt (Otavi). Kommen mit den Kupfererzen andere Sulfide in der primären Zone vor, so wirken diese vor allen Dingen reduzierend auf die sekundär entstandenen, in die Tiefe sinkenden Schwermetallösungen. Es kann sich deshalb in langen Zeiträumen eine ausgeprägte Kupferzementationszone auch bei solchen metasomatischen Lagerstätten bilden, die ursprünglich in der Hauptsache Bleiglanz und Zinkblende mit einem geringen Kupfergehalt führten.

Die akzessorischen Edelmetallgehalte können bei Kupfer recht wesentliche sein. Bd. I, S. 153 haben wir ausgeführt, daß Uebergänge zwischen Kupfer- und Silberlagerstätten vorhanden sind. Während der Silbergehalt erheblich sein und in der Produktion eine wesentliche Rolle spielen kann, ist der Goldgehalt weniger wichtig.

Die enge Verknüpfung der metasomatischen Kupfererzlagerstätten mit den Kupfererzgängen bringt es mit sich, daß in den Hauptkupfererzgangdistrikten auch untergeordnet metasomatische Kupfererzlagerstätten, die in der Regel durch Umwandlung aus Kalk entstanden, vorkommen. Wir verweisen in dieser Beziehung auf das Kapitel über Kupfererzgänge, wo eine Anzahl metasomatischer Vorkommen Erwähnung fanden und beschränken uns hier auf die Lagerstätten von Massa Marittima, Boccheggiano, Otavi und Katanga.

Massa Marittima, Boccheggiano und die angrenzenden Lagerstätten in Toskana.

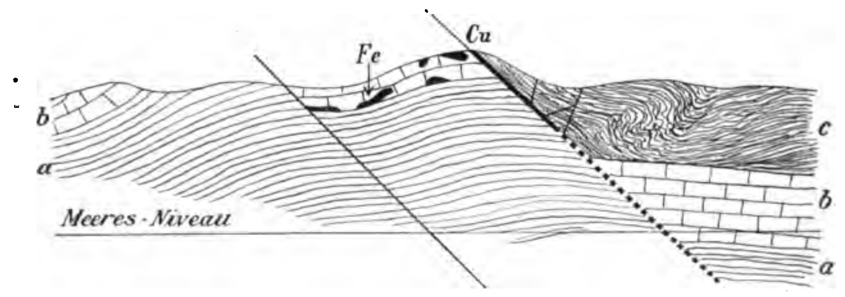
Literatur.

B. Lotti, Descrizione geol.-miner. di Massa Marittima. Publikation d. geol. Landesanst. Italiens 1893. — Derselbe, Geologia della Toscana (u. a. Beschreibung der toskanischen metallographischen Provinz, umfassend Elba, Gavorrano, Monte Amiata — Quecksilber; Monte Catini, Massa Marittima, Antimonvorkommen, Borsäure-, Suffioni-, Alaunbildungen u. s. w.). Publ. d. geol. Landesanstalt Italiens 1910. — Außerdem viele andere Abhandlungen von Lotti, darunter seine Uebersicht: I Depositi dei Minerali Metalliferi. Torino 1903. — K. Ermisch, Die gangförmigen Erzlagerstätten der Umgebung von Massa Marittima in Toskana

auf Grund der Lottischen Untersuchungen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905, S. 206 bis 239. — L. de Launay, La Métallogénie de l'Italie. Bericht d. 10. internat. Geologenkongr. in Mexiko 1906. — In diesen Arbeiten sind eine Reihe anderer Abhandlungen zitiert, darunter von Savi, Pilla, Cailleux, Meneghini, G. v. Rath, Aus der Umgebung von Massa Marittima. IV. Teil der geogn.-mineralog. Fragmente aus Italien (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1873), Serpieri, Novarese, Corteze u. s. w.

Die Lagerstätten der „Massetanischen Metallprovinz" liegen innerhalb eines Gebietes von 450 qkm. Nördlich von ihm treten die Borsäurequellen von Sasso und Monte Rotondo auf, im Südosten liegen der Quecksilberdistrikt von Monte Amiata (Bd. I, S. 466—469), im Westen die Kontaktlagerstätten und Zinnerzvorkommen von Campiglia Marittima (Bd. I, S. 405—407), die Kupfergruben Monte Catini (Bd. I, S. 297) und die Kontaktlagerstätten von Elba u. s. w. (Bd. I, S. 365—369).

Das Gebiet des Massetanischen besteht in der Hauptsache aus gefalteten und verworfenen permischen Phylliten, aus Rhät, liassischen



a) Glänzende Schiefer des Perm; b) cavernöser Kalkstein des Rhät; c) kalkig-tonige Gesteine des Eozän.

Fig. 100. Profil des Kupfererzganges von Boccheggiano mit metasomatischen Eisenerzlagerstätten (Fe im Rhätkalk). (Nach Lotti. Siehe auch Ermisch, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 229.)

Kalken und aus Eozän mit spärlichen tertiären Eruptivgesteinen, wie Gabbro (Eufotid), Serpentin u. s. w.

Die zahlreichen Lagerstätten lassen sich in folgender Weise gruppieren:

1. Echte Spaltengänge, die häufig Verwerfer sind und zum Teil innere Kontaktmetasomatose der ursprünglich brecciösen Füllung zeigen. Das Nebengestein ist mehr oder weniger stark verändert.

2. Gangförmige Erzlagerstätten, verbunden mit metasomatischen Vorkommen. Echte Spaltenfüllungen sind untergeordnet.

3. Nichtgangförmige Lagerstätten von Linsen-, Sack- oder Taschenform, die in der Hauptsache rein metasomatisch sind. Sie stehen im engsten Zusammenhang mit kalkigen Gesteinen, dem „Erzkalk" des Rhät oder Lias und sind in der Hauptsache Eisen-Galmeilagerstätten.

Besonders die Gruppen 1 und 2 sind eng miteinander verknüpft. Die meisten oder vielleicht alle Lagerstätten liegen an vier großen nordnordwestlich bezw. nördlich streichenden Verwerfungslinien. Es sind: a) die Süd-Serrabottini Linie; b) die Capanne Vecchie Linie; c) die Montoccoli Linie und d) die Boccheggiano Linie.

Zur Erläuterung diene das Profil von Boccheggiano (Fig. 100).

Von anderen Lagerstätten dieser Art sind erwähnenswert Serrabottini, Capanne Vecchie, Carbonaie-Valdaspra, Montieri und Montevecchio.

Viele Gänge, wie z. B. diejenigen von Boccheggiano, gehören zum Typus der quarzigen Kupferformation; sie führen an Erzen kupferhaltigen Schwefelkies, etwas Bleiglanz, Zinkblende u. s. w.

Andere haben mehr den Charakter der kiesig-blendigen Bleiformation mit reichlich beigemengtem Kupferkies (kupferige Fazies der kiesigblendigen Bleiformation).

Wie bereits von Stelzner (Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1877, Nr. 11) und später von Ermisch betont wurde, zeigen die letzteren häufig eine auffallende Aehnlichkeit mit der Freiberger kiesigen Bleiformation, obgleich bei Freiberg alte archäische Gneise das Nebengestein bilden, während es bei den italienischen Vorkommen aus jungen Tonschiefern besteht. Das ist der klarste Beweis, daß die Erzfüllung nicht aus dem Nebengestein herrühren kann.

Die bekanntesten Lagerstätten sind diejenigen von Massa Marittima und Boccheggiano.

Bei Massa Marittima und am Poggio Guardione treten echte Gänge in kalkig-tonigem Eozän mit Schwefelkies, Kupferkies, wenig Zinkblende und Bleiglanz in quarziger Gangart auf, die untergeordnet grobspätigen Kalkspat enthält.

In der Nähe des berühmten Bergbauortes Montieri im Massetanischen Hinterlande liegen die berühmten Kupfererzlagerstätten von Boccheggiano, die der Montecatini-Gesellschaft gehören. Die mit Schwefel- und Kupferkies imprägnierte 1—25 m mächtige Quarzgangmasse von Boccheggiano streicht nordnordwestlich und fällt unter 40° nach Osten ein. Der Gang verläuft an der Grenze von Eozän und Perm bezw. Räth und ist auf 3 km Länge vom Bache Farmulla bis zum Merse Savioli zu verfolgen.

Die Gangmasse zeigt im allgemeinen Lagenstruktur.

Man unterscheidet nach der Mineralführung den südlichen Zug, der vom Farmullabach bis Boccheggiano (1,3 km) reicht und einen nördlichen von Boccheggiano bis zum Bache Merse Savioli (1,7 km).

Auf dem Südzug, dessen Erzführung sehr veränderlich ist, wurden früher Zinkblende, silberhaltiger Bleiglanz und Galmei gewonnen, während man jetzt zwei Erzsäulen mit reinem Kupferkies bezw. Bleiglanz und Zinkblende kennt.

Man baute hauptsächlich drei reiche schrägliegende Erzfälle ab.

Der Niveauunterschied zwischen der obersten und untersten Sohle beträgt annähernd 250 m. Auffallend ist hier ein kleiner Zinngehalt in dem Kupfererz (Zinn zu Kupfer wie 1 : 80).

Im April 1901 traf man in der Tiefe eine die Arbeit sehr erschwerende, Borsäure führende Therme mit über 40° C. bei 30 Sekundenliter Schüttung an, die schließlich zur Einstellung des Betriebes zwang.

Besonders charakteristisch ist eine stets nachweisbare Metamorphose des Nebengesteins. Es ist häufig verquarzt und entkalkt und mit Kupferkies und Schwefelkies u. s. w. imprägniert. An anderen Stellen

trifft man eine Epidotisierung und schließlich auch häufig die Umwandlung zu Pyroxen, Granat und Epidot u. s. w., bisweilen sogar mit Lievrit, also eine Mineralvergesellschaftung, welche viel Aehnliches mit derjenigen der Kontaktmetamorphose hat.

Die mittlere Jahresförderung von Boccheggiano betrug nach Lotti 35 000—36 000 t Erz. Die Einteilung der Erze und die Erzgehalte gehen aus folgender Tabelle hervor:

Mittlere Jahresproduktion der Boccheggiano-Grube 1895—1904.

Reiches Kupfererz	Reicherz	mit 31,97 Proz. S u. 10,16 Proz. Cu:		4 328 t
Reiches Schwefelerz (kupferhalt. Schwefelkies)	Reicherz	mit 40,48 „ S u. 3,44 „	Cu:	6 863 t
Armes Erz (quarzig)		mit 24,19 „ S u. 2,65 „	Cu:	25 570 t

Generaldirektor Marengo berechnete folgendermaßen die Jahresproduktion für 1904:

Reiches Kupfererz	Reicherz	mit 9,0 Proz. Cu,	32 Proz. S u.	28 Proz. SiO_2	zu	3 600 t
Reiches Schwefelerz	Reicherz	mit 3,3 „ Cu,	40 „ S u.	18 „ SiO_2	zu	12 000 t
Armes Erz		mit 2,5 „ Cu,	24 „ S u.	45 „ SiO_2	zu	21 000 t

Die genetischen Vorgänge sind nach Lotti folgende: Als Gefolgeerscheinung der großen gebirgsbildenden Bewegungen am Schluß der Eozänzeit entstanden im Massetanischen und in den Nachbargebieten (Campiglia, Elba u. s. w.) Spalten und Spaltensysteme, auf denen zum Teil eruptive Magmen, vorzugsweise aber Schwermetalllösungen empordrangen. Die letzteren zirkulierten entweder auf den Spalten und bewirkten die Entstehung von Erzgängen, oder sie drangen seitlich in das Nebengestein ein, wo sie vorzugsweise den Schichtflächen folgten und die umwandelbaren kalkigen Gesteine metasomatisch durch Erze verdrängten. Es überwiegen die metasomatischen Lagerstätten. Der ganze Prozeß war nach Lotti in der Miozänzeit beendet.

Der Bergbau im Massetanischen ist uralt, er erreichte seine Blütezeit von 1200 bis zur großen Pest im Jahre 1348, es folgte dann ein Niedergang. Ein neuer Aufschwung trat am Ende des 19. Jahrhunderts ein. Gegenwärtig befindet man sich wieder in einer Zeit des Niederganges; so wurde Boccheggiano vor kurzem eingestellt.

Die gesamte Kupferproduktion Italiens betrug jährlich von 1879 bis 1883 1200—1600 t, von 1884 bis 1895 rund 2500 t und stieg später bis zur Einstellung von Boccheggiano, welches einen erheblichen Teil lieferte, auf ca. 3000 t; 1911 betrug sie 2600 t.

Die Kupfererzlagerstätte von Otavi (Deutsch-Südwestafrika).

Literatur.

Francis Galton, Travels in tropical Africa 1852. — H. Schinz, Deutsch-Südwestafrika. Oldenburg 1891. — P. A. Wagner, The Geology of a Portion of the Grootfontein-District of German South West Africa. Transact. of the Geol. Society of S. Africa 1900, Vol. VIII. — J. Kuntz, Kupfererzvorkommen in Südwestafrika. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904. S. 402. — W. Maucher, Die Erzlager-

stätte von Tsumeb im Otavi-Bezirk im Norden Deutsch-Südwestafrikas. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908. — P. K r u s c h, Die genetischen Verhältnisse der Kupfererzvorkommen von Otavi. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1911, S. 240, Heft 2. — Mündliche Mitteilungen von R. S c h e i b e, H. L o t z und briefliche Mitteilungen von H e i m a n n an K r u s c h.

Otavi liegt im Norden des Hererolandes ca. 550 km von der Küste im Otavigebirge, welches in der Hauptsache aus Dolomit besteht. Er bildet ostwestlich streichende Falten, deren Flügel bald nach Norden, bald nach Süden einfallen. Gewisse Schichten des Otavidolomites neigen zur Bildung von Höhlen, die meist leer, mitunter aber mit Wasser ausgefüllt sind. Einem der größten derartigen Hohlräume verdankt der Otjikotosee westsüdwestlich von Tsumeb, welcher das für den Grubenbetrieb notwendige Wasser liefert, seine Entstehung.

Das paläozoische Otavisystem, welchem dieser Dolomit angehört, besteht nach W a g n e r vom Hangenden zum Liegenden aus dem Fisch-

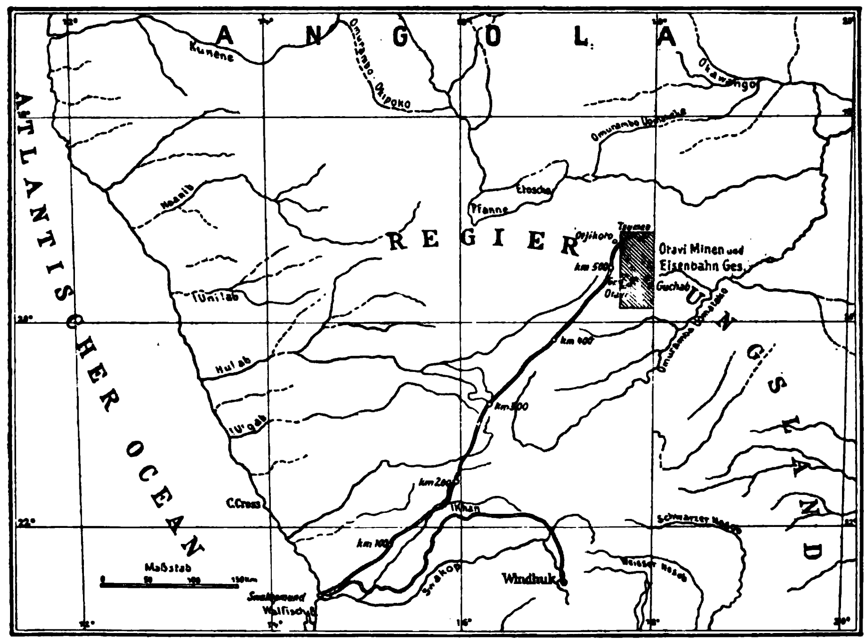


Fig. 101, Lage des Otavi-Kupferdistriktes.

flußsandstein, dem Otavidolomit und der Nosibserie. Mutmaßlich ist der Otavidolomit devonisch und dem Black-Reef-Dolomit und der Pretoriaformation von Britisch-Südafrika äquivalent.

Die Kupfererze finden sich im Otavigebirge an vier verschiedenen Stellen, nämlich am Nordabhange bei T s u m e b und am Südabhange bei G r o ß - O t a v i, K l e i n - O t a v i oder A s i s und bei G u c h a b (siehe Fig. 101).

Am unbedeutendsten ist die Lagerstätte von G r o ß - O t a v i. Hier treten in steil nach Süden fallenden Dolomitschichten Nester und netzartige Trümer von Erz auf. Die Mächtigkeit der Haupterzzone beträgt in der Mitte annähernd 1 m, wird aber auf beiden Seiten geringer. Wie

auf mehreren Otavi-Kupferlagerstätten treten hier die „sandsteinartigen Massen" auf, welche in den früheren Beschreibungen eine so große Rolle spielen und von Scheibe als eruptiv vermutet, durch Krusch von Tsumeb als Aplit nachgewiesen wurden.

Die Erzführung besteht aus Kupferglanz mit viel Malachit und Blei-

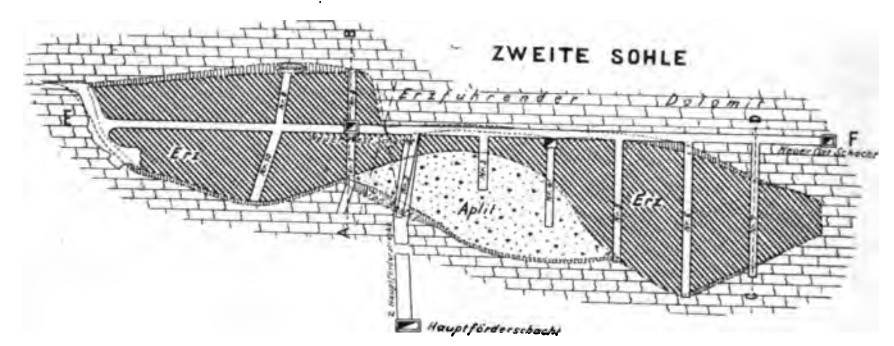


Fig. 102. Grundriß der Otavi-Lagerstätte in der zweiten Sohle.

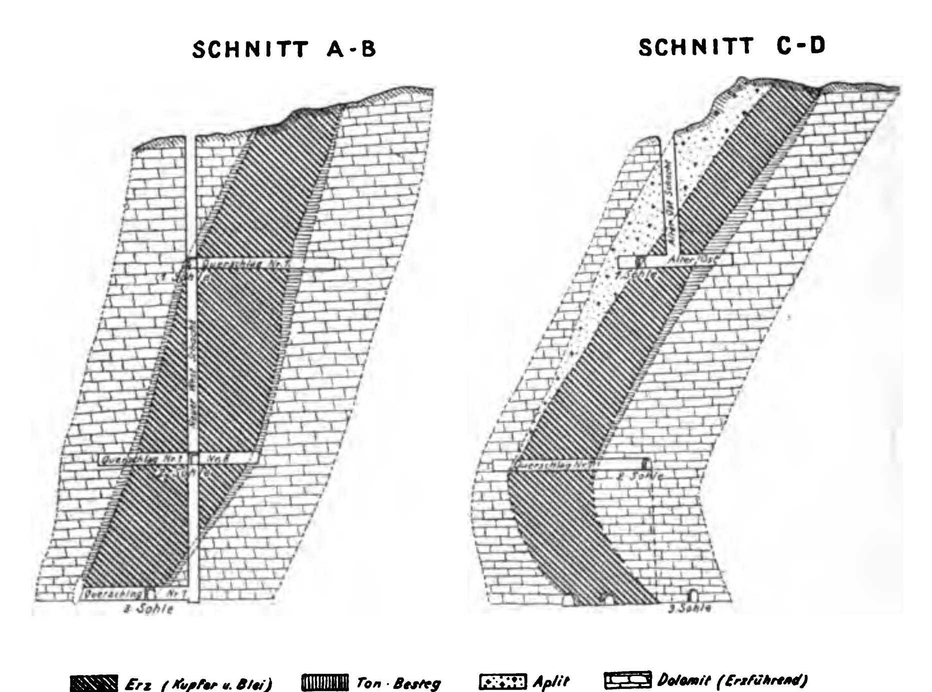


Fig. 103. Profile der Otavi-Lagerstätte.

glanz; die Erznester schwanken von den kleinsten Dimensionen bis zu Körpern von mehr als 1 km Länge.

Kompakter sind die Lagerstätten bei Asis oder Klein-Otavi und bei Guchab im Otavital bei Kilometer 54 der Bahn Otavi-Grootfontein. Hier scheint nach Kuntz eine bestimmte Dolomitschicht für die Erzanreicherung besonders geeignet gewesen zu sein.

Zweifellos das bedeutendste Vorkommen ist dasjenige von Tsumeb am Nordabhange des Otavigebirges. Hier hebt sich ein durch Kupfererz grün gefärbter Hügel von dem Otavidolomit scharf ab. Kuntz stellte seinerzeit eine 200 Schritt im Streichen und 40 Schritt im Fallen umfassende erzführende Fläche fest. Dolomit und Lagerstätte fallen steil nach Süden ein (Fig. 103). In der Tiefe biegt der östliche Teil des Erzkörpers im Einfallen nach Norden um. Auch bei Tsumeb wird eine anscheinend weniger widerstandsfähige Dolomitschicht von dem Erz bevorzugt.

Bei Tsumeb sind zwei Erzkörper zu unterscheiden, nämlich ein westlicher und ein östlicher (Fig. 102). Beide sind in der Mitte durch eine Einschnürung getrennt, welche zum großen Teil von dem Aplit (sandsteinartiger Körper) ausgefüllt wird. Die Grenze zwischen dem Erz und dem Dolomit bezw. dem Aplit wird von einem Tonbesteg gebildet. Die Einschnürung des Erzkörpers nimmt von der Tagesoberfläche nach der Tiefe hin zu. Die Längenerstreckung des Ost- und Westkörpers verringert sich in der Tiefe etwas, und zwischen der dritten und vierten Sohle wurde im Jahre 1911 eine Störung aufgeschlossen, die man später ausrichten konnte.

Aus den neuesten Angaben der Otavigesellschaft ergibt sich außerdem, daß der Aplit nach der Tiefe an Ausdehnung abnimmt. Der Otavidolomit und der Erzkörper bezw. Aplit werden von Olivinkersantit durchsetzt.

Besonders bemerkenswert für die Genesis der Erzlagerstätten ist 1. der trennende Besteg zwischen Erz bezw. Aplit und dem Dolomit und 2. der allmähliche Uebergang zwischen dem Erz und dem Aplit.

Die Lagerstätte streicht nach Mitteilungen R. Scheibes im ganzen westöstlich, einen spitzen Winkel mit den Kalkschichten bildend, und fällt mit 50—70° nach Süden ein.

Die Erzführung, welche man bisher bis ca. 100 m Tiefe kennt, ist keine einheitliche. Die Erze finden sich hauptsächlich an der Grenze zwischen dem Aplit und dem Dolomit. Hier enthalten einerseits die kompakten Erzmassen Trümmer des Aplits und verkieselten Dolomits, und anderseits schieben sich Erztrümer sowohl in den Dolomit als auch in den Aplit. Im östlichen Teile der Lagerstätte fand man auf der dritten Sohle eine reiche Erzausscheidung inmitten des Aplits.

Die Mächtigkeit des Erzkörpers ist bedeutenden Schwankungen unterworfen, erreicht aber häufiger 20 und mehr Meter. Der östliche Teil ist der bleireichere, aber kupferärmere. Hier überwiegen Erze mit 6—14 Proz. Kupfer; der westliche dagegen ist kupferreicher; hier enthalten die Erze 12—15 Proz. Kupfer.

Die Erzführung besteht, wie zuerst Maucher hervorhob, aus sulfidischen Erzen und deren Oxydationsprodukten. Diese letzteren teilt er in sekundäre Erze, die unmittelbar aus der Oxydation der primären hervorgingen, und in tertiäre ein. Die letzteren stellen die Erzeugnisse einer chemischen Umsetzung der Sekundärerze dar, bei der sich deutliche chemische Einwirkungen des Nebengesteins bemerkbar machen. Die oxydischen Erze, unter denen Malachit und Kupferlasur am häufigsten sind, haben im Durchschnitt 12,9 Proz. Kupfer und 4,4 Proz. Blei. Bei

den primären Erzen im Sinne M a u c h e r s (nach K r u s c h zum größten Teil Zementationserze) handelt es sich um massige Verwachsungen von Kupferglanz, Enargit, Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit.

Die Verteilung der Erze ist derart, daß der mittlere Teil der Lagerstätte, der eigentliche Erzkörper, kompakte Sulfidmassen enthält, die keinerlei Drusenräume zeigen. Im Aplit sind die Erze, soweit das Eruptivgestein noch erkennbar ist, im wesentlichen an Klüfte gebunden; hier ist Linarit am häufigsten. Im liegenden Teil der Lagerstätte sind Malachit und Lasur vorherrschend.

D i e G e n e s i s d e s V o r k o m m e n s: M a c c o weist darauf hin, daß es sich bei Otavi nur um zwei Möglichkeiten handeln könne, nämlich entweder um Spaltenfüllungen, verbunden mit einer metasomatischen Verdrängung des Dolomites, oder um Ausfüllungen unregelmäßiger Hohlräume.

M a u c h e r dagegen versuchte den Nachweis zu führen, daß bei Tsumeb eine magmatische Ausscheidung vorliegt. Bei der Aufstellung der Altersfolge der verschiedenen Erze richtet er sich ausschließlich nach dem Schmelzpunkt unter Berücksichtigung des Umstandes, daß derselbe eine wesentliche Erniedrigung erfährt, wenn Sulfidkomponenten ineinander gelöst sind.

S t u t z e r kam zu dem Resultat, daß metasomatische Verdrängungserscheinungen vorliegen, und daß die Erzbildung wäßrigen Lösungen zuzuschreiben sei.

W. V o i t führte diejenigen Merkmale an, welche gegen magmatische Ausscheidung und gegen Metasomatose zu sprechen scheinen, glaubt aber schließlich doch keinen Grund zu haben, die M a u c h e r schen Schlußfolgerungen zu bezweifeln.

R a n g e sprach sich für die Entstehung als Hohlraumausfüllung, verbunden mit Metasomatose im bisherigen Sinne der Lagerstättenforschung aus, und ähnlicher Ansicht ist P. A. W a g n e r, nach dem eine Verdrängung des dolomitischen Kalkes vorliegt.

Nach K r u s c h s Untersuchungen handelt es sich zweifellos um Metasomatose. Er betont jedoch die Notwendigkeit der Unterscheidung zwischen primärer und sekundärer Metasomatose. Die gewöhnliche Metasomatose im bisherigen Sinne der Lagerstättenforschung, also die primäre, welche hauptsächlich in einer Verdrängung des Kalkes und Dolomites besteht, ist bei Tsumeb möglich, indessen läßt sich der Nachweis hierfür heute nicht erbringen; er kann nur durch Aufschlüsse in größerer Tiefe geführt werden. Die Hauptmasse des Kupferglanzes gehört nach den Dünnschliffuntersuchungen jedenfalls nicht zu den primären metasomatischen Erzen.

Es können also hier nur sekundäre metasomatische Prozesse vorliegen, d. s. die Zementations- und Oxydationsmetasomatose. Die erstere spielt bei Otavi eine wesentlich untergeordnetere Rolle als die letztere, sie wurde hauptsächlich beim Olivinkersantit beobachtet, der stellenweise durch Malachit und Kupferlasur verdrängt ist; untergeordneter kommt dies beim Aplit und Dolomit vor. Die große Masse des

Kupferglanzes ist aber fraglos durch Zementationsmetasomatose entstanden, und zwar wurde der Kupferglanz von Tsumeb auf Bleiglanz, Zinkblende und Schwefelkies zementiert, derart, daß die primären Sulfide fast vollkommen aufgefressen sind. Im Ostkörper war die Verdrängung eine weniger vollständige, so daß ein bleireiches Erz resultierte; im Westkörper ist das Kupfererz dagegen reiner. Der Einfluß des Nebengesteins macht sich bei diesem Prozeß in der Verdrängung des Otavikalkes und Aplites durch Erz geltend. Bei der Umwandlung des Aplites haben Adsorptionsvorgänge eine wesentliche Rolle gespielt, da der aus ihm entstandene Kupferglanz kaolinisierte Feldspäte enthält.

Es liegt also bei Tsumeb eine Bruchzone vor, zwischen deren Spalten mutmaßlich ein Aplitkörper derart in die Tiefe gesunken ist, daß er einen Keil innerhalb des Otavidolomits bildet. Bedeutend dürfte die Dislokation des Aplites nicht sein. Gegen ein Empordringen des Magmas an Ort und Stelle spricht das Fehlen jeglicher Kontakterscheinungen.

Die an einigen Stellen gestörte Lagerung des Dolomites stützt diese Annahme einer Bruchzone in gleicher Weise wie der von Scheibe beobachtete spitze Winkel, welchen der Erzkörper im Streichen mit dem Dolomit bildet. Auf diesen Verwerfungen dürften dann die Schwermetallösungen emporgekommen sein, welchen die primären, heute nur zum Teil bekannten Erze ihre Entstehung verdanken. Sie sind mutmaßlich teilweise ebenfalls metasomatisch. Durch den Einfluß der Tagewässer entstanden die Oxydations- und Zementationserscheinungen, welche, soweit die Oxydation in Frage kommt, sich auch heute noch bilden. Interessant ist, daß die Bildung des Kupferglanzes jünger ist als die häufig zu beobachtende Verquarzung des Dolomits.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Otavilagerstätte geht aus folgender Zusammenstellung hervor:

Am Schluß des Geschäftsjahres 1907/1908 galten 313 000 t Erz als nachgewiesen, die 16 Proz. Kupfer und 25 Proz. Blei enthielten. Hierzu kamen die unregelmäßig auftretenden Kalk- und Apliterze (sogenannte Sandsteinerze) mit ca. 7—8 Proz. Kupfer und 5—6 Proz. Blei. In dem genannten Jahre wurden 25 700 t Erz gewonnen, welche 60 Proz. Exporterze mit ca. 18 Proz. Kupfer und annähernd 30 Proz. Schmelzerze mit 12 Proz. Kupfer und schließlich 10 Proz. Haldenerze lieferten.

Verschifft wurden in dem Berichtsjahre ca. 15 000 t Tsumeberze mit 0,035 Proz. Silber (350 g pro t), 19 Proz. Kupfer und 23 Proz. Blei. Auf der Hütte in Tsumeb wurden 3500 t Erz verschmolzen, und zwar 2100 t mit ca. 10 Proz. Kupfer und 18 Proz. Blei und 1400 t bleiische Erze mit 55 Proz. Blei und 12 Proz. Kupfer.

Im Jahre 1908/1909 lieferte die 13—15 m mächtige Lagerstätte 44 250 t und zwar 27 000 t Exporterz mit 17 Proz. Kupfer, 30 Proz. Blei und 0,033 Proz. Silber (330 g pro t).

Im Jahre 1909/1910 erreichte die Förderung 49 500 t, wovon 44 700 auf Tsumeb entfallen. Man verschiffte 33 500 t mit 16 Proz. Kupfer, 26 Proz. Blei und 0,028 Proz. Silber (280 g Silber pro t).

Guachab lieferte im Jahre 1907/1908 1800 t silberhaltiges Kupfererz mit einem durchschnittlichen Gehalt von 0,04 Proz. Silber (400 g pro t) und 33 Proz. Kupfer; im folgenden Jahre betrug die Förderung 500 t mit 29 Proz. Kupfer und 0,032 Proz. Silber (320 g Silber pro t).

Asis ergab 1908/1909 200 t mit 27 Proz. Kupfer und 0,029 Proz. Silber (290 g pro t).

Groß-Otavi lieferte 1909/1910 ein Quantum Erze mit 40 Proz. Kupfer.

Die Kupfererz-Lagerstätten von Katanga (Belgisch-Kongo).

Literatur.

J. Cornet, Die geologischen Ergebnisse der Katanga-Expedition. Petermanns Mitteilungen 1894, S. 121. — Derselbe, Les Formations post-primaires du Bassin de Congo. Annales de la Soc. géol. de Belg. 1894. — Derselbe, Observations sur les terrains anciens du Katanga. Annales de la Soc. géol. de Belg. 1897. — Derselbe, Les gisements métallifères du Katanga. Bull. d. l. Soc. Belge de Géologie 1903. — O. Stutzer, Die Kupfererzlagerstätten Étoile du Congo im Lande Katanga. Belgisch-Kongo. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. S. 240.

Der Erzdistrikt von Katanga im belgischen Kongogebiet, dessen nähere und weitere Umgebung gegenwärtig von zahlreichen Expeditionen durchforscht wird, ist durch den Bau der Eisenbahn von Rhodesien nach Elisabethville näher bekannt geworden. Die Hauptvorkommen liegen in der Nähe von Elisabethville.

Die geologischen Verhältnisse hat zuerst Cornet, der von 1891 bis 1893 die Expedition Bia-Francqui begleitete, erforscht.

Das Grundgebirge von Belgisch-Kongo, also auch von Katanga, besteht aus gefalteten, zum Teil metamorphischen Sedimenten und Eruptivgesteinen, deren genaueres Alter wegen des Fehlens von Versteinerungen bisher nicht festgestellt werden konnte.

Als wirtschaftlich bedeutendste Kupferlagerstätte des Kongogebiets nimmt man diejenige des Étoile du Congo bei Elisabethville an. Sie setzt mit nordsüdlichem Streichen in steilstehenden nicht metamorphosierten Sedimenten auf, und zwar fallen diese im südlichen Teil der Lagerstätte steil nach Westen ein; das Einfallen geht aber nach Norden zu ganz allmählich in steiles östliches über.

Das Nebengestein ist hauptsächlich Schiefer, welchem — die Mitte der Lagerstätten bildend — ein löchriger Quarzit von etwa 10 m Mächtigkeit zwischengeschaltet ist. Im Liegenden und Hangenden des Erzvorkommens tritt Dolomit auf. Der Schiefer ist bald typischer Tonschiefer, bald mehr sandig oder kalkig und zeigt fast immer starke Zersetzung, die in einer Kaolinisierung oder in einer Erzimprägnation besteht; dabei schwankt die Farbe zwischen Weiß, Schwarz, Grün, Blau und Rot.

Der den Schiefern parallel streichende äußerst harte, grau gefärbte und löcherige Quarzit ist nach Stutzer das auffallendste Gestein. Die Hohlräume in ihm können bis Eigröße erreichen und sind mit Malachit und anderen Kupfererzen ausgefüllt. Abdrücke ausgelaugter Kristalle lassen auf ehemals vorhandene Karbonate schließen.

Der Dolomit ist grobkristallin und geht an der Ostseite der Lagerstätte in der Nähe der erzführenden Schiefer in kompakten Kalkschiefer über. Er soll an der Westseite in unregelmäßigen taschenförmigen Vertiefungen von „Black ore“ (siehe unten) überlagert werden.

Die wichtigsten Erze sind Kupferglanz und Malachit; Chrysokoll ist häufig, während Kupferlasur zurücktritt.

Der Kupferglanz bildet Klumpen und kompakte Trümer in allen Gesteinen, vorzugsweise aber im kaolinisierten weißen Schiefer. Er ist außerdem der Hauptbestandteil des sogenannten Black ore, welches eine dunkle oder schwarze erdige Masse bildet, die durch Kupferglanz gefärbt ist; in ihm sollen außer Kupfer noch Kobalt, Eisen und Mangan und etwas Nickel enthalten sein. Stutzer erklärt dieses Erz zum Teil für ein Zersetzungsprodukt des imprägnierten Tonschiefers, zum Teil für alten Versatz.

Die Lagerstätte wurde nämlich in früherer Zeit in primitivster Weise von den Negern abgebaut, welche von kleinen Schächten aus ausschließlich den Malachit suchten und den Kupferglanz in den Versatz brachten, wo sich dann das Erz mit dem sonstigen feinen Abraum zu „Black ore“ vermischte.

Das zweitwichtigste Erz ist der Malachit, der auf Klüften und in Spalten oder als Imprägnation auftritt. Bisweilen bildet er nierenförmige oder stalaktische, ausgezeichnet geschichtete Massen in größeren Hohlräumen. Am Südende der Lagerstätte tritt in den roten sandigen Schiefern eine buntgefärbte Erzbreccie auf, welche aus roten Schieferbruchstücken mit dunkelgrünem glasartigen Chrysokoll bezw. hellgrünem Malachit als Bindemittel besteht. Aus der Lagenstruktur geht das etwas höhere Alter des Chrysokolls gegenüber dem Malachit hervor.

Als seltene Mineralien finden sich Kupferlasur und Kupferkies; letzterer kommt in oberen Teufen nur in winzigen Körnchen, in größerer Tiefe dagegen reichlicher und hier mit Schwefelkies vergesellschaftet vor. Außerdem trifft man zahlreiche, sekundäre Kupfermineralien, die noch nicht bestimmt wurden.

In genetischer Beziehung liegt nach Stutzer eine Lagerstätte vor, deren Erze nicht an der Stelle des ersten Absatzes auftreten. Weite Wanderungen der Erzlösungen haben aber wohl kaum stattgefunden. Das Vorkommen bildet eine gewaltige Oxydationszone mit darunter folgender Zementationszone.

Die primären Erze waren zweifellos Sulfide. Schwierig ist die Feststellung des Muttergesteins des primären Erzes; Stutzer faßt als solches den Quarzit auf, der nach ihm Gangnatur hat.

Das Vorkommen des Étoile du Congo stellt also danach den Eisernen Hut eines Lagerganges dar, der als Gangart in der Hauptsache Quarz, untergeordnet Karbonat führt und aus primären Sulfiden entstanden ist.

Bei der Zersetzung der primären Erze bildeten sich Lösungen, die ihren Schwermetallgehalt vor allen Dingen in den zersetzten kaolinisierten Tonschiefer führten, der adsorbierend wirkte.

Da bei diesen Adsorptionsprozessen nach Ansicht von Krusch

auch die Verdrängungserscheinungen eine wesentliche Rolle spielen, steht die Lagerstätte des Étoile du Congo derjenigen von Otavi nahe; bei beiden handelt es sich um größere Anhäufungen von Oxydations- und Zementationserzen. Bei beiden wurde das Nebengestein durch die Schwermetallbestandteile der unter dem Einfluß der Atmosphärilien entstehenden Lösungen hochgradig verdrängt.

Bei der Lagerstätte sind sehr bedeutende Kupfererzmassen berechnet worden, die der Bestätigung bedürfen.

Schwefel- und Arsenkiesganggruppe.

Die hauptsächlichsten Schwefelkieslagerstätten gehören, wie Bd. I, S. 300 ausgeführt wurde, nicht zu den Gängen, sondern zur intrusiven Kiesgruppe. Wenn es sich auch in beiden Fällen um Hohlraumausfüllungen handelt, so unterscheiden sich die intrusiven Lagerstätten von den gangförmigen doch in zweifacher Beziehung, nämlich einmal durch die Form der Lagerstätte, welche auf den Gängen eine plattige ist, während bei den intrusiven die Linsenform häufig eine wesentliche Rolle spielt, und zweitens durch die Genesis. Während die Ausfüllung der Gänge wäßrigen Lösungen ihre Entstehung verdankt, sind die intrusiven Lagerstätten von einem Sulfidmagma erfüllt worden. Genetische Uebergänge können freilich vorkommen, wenn ein Sulfidmagma erhebliche Mengen von Wasser enthielt.

Wegen der riesigen Vorräte, welche die intrusiven Lagerstätten zum Teil enthalten — liefert doch der Huelva-Distrikt allein ca. 3,2 Mill. t jährlich, und Gruben mit 50 000 t Jahresförderung gehören zu den kleinen — sind die Anforderungen, welche an die Bauwürdigkeit der Gänge mit Schwefelkiesfüllungen gestellt werden, recht strenge. Die Mächtigkeit muß bedeutend und die Ausfüllung sehr rein sein, wenn das Vorkommen mit den riesigen intrusiven Lagerstätten konkurrieren will.

Arsenkies kommt auf den Gängen häufig mit Schwefelkies vergesellschaftet vor. Das Mengenverhältnis beider Erze ist sehr schwankend, mitunter überwiegt die Arsenkiesführung.

Wegen der geringen Zahl gebauter Schwefel- und Arsenkiesgänge sind die Erfahrungen über Erstreckungen nach der Tiefe gering. Aus dem Umstand aber, daß einige Gänge anderer Ganggruppen, welche in oberen Teufen nur wenig Schwefelkies haben, nach der Tiefe zu schwefelkiesreicher werden (siehe z. B. die Kupfererzgänge S. 395) ist der Schluß gerechtfertigt, daß auch die reinen Kiesgänge bis zu bedeutender Tiefe erzführend niedersetzen können.

Da der Markt gegenwärtig nur für ziemlich reines Material Verwendung hat, kann an den Abbau von Schwefelkiesgängen nur gedacht werden, wenn es sich um eine möglichst einheitliche Kiesgangfüllung handelt.

Die gewöhnliche Gangart ist Quarz. Karbonspäte treten sehr zurück. Die Verwachsung ist meist eine massige.

Von Interesse sind die sekundären Teufenunterschiede. In der Nähe der Tagesoberfläche sind die Kiesvorkommen häufiger bis 20, 30 und mehr Meter Tiefe zersetzt und in Brauneisen umgewandelt, welches sich durch große Reinheit auszeichnen kann. Die Folge davon ist, daß bei ungenügend tiefem Aufschuß nur an der mehrfach geschilderten charakteristischen Zersetzung des Nebengesteins der Nachweis des späteren Ueberganges in das Sulfiderz nach der Tiefe zu geführt werden kann. Der Schwefelbestandteil des Kieses wird also bei der Oxydation weggeführt, und man kennt auch keine zwischen der Oxydations- und primären Zone auftretende Sulfidanreicherungszone.

Die Eisenerze des Eisernen Hutes derartiger Vorkommen können zwar noch etwas Schwefel enthalten; sie sind aber auch häufig vollkommen schwefelfrei, so daß sie ohne weiteres auf Eisen verhüttet werden können.

Auch Arsenkies wird durch die Oxydation der Tagewässer zu Brauneisen zersetzt, hier kennt man ebenfalls keine Arsen-Zementationserze.

Von großem Interesse sind die untergeordneten Schwermetallgehalte, welche Schwefelkies und Arsenkies akzessorisch enthalten können; nämlich Gold, Silber, Kupfer und Zinn.

Minimale Goldgehalte findet man häufig. Nimmt die Goldmenge z. B. bis mindestens 5 g pro t zu und sind genügende und leicht gewinnbare Vorräte vorhanden, so können derartige Schwefel- und Arsenkiesgänge in bauwürdige Goldlagerstätten übergehen.

Der Silbergehalt beider Kiese beträgt häufig 30—50 g; auch dieses Edelmetall kann gelegentlich derartig zunehmen, daß Silber Hauptgegenstand des Bergbaues wird und die Kiesgänge dann zu der Gruppe der Silbererzgänge gerechnet werden müssen.

Auf die analogen Verhältnisse des Kupfergehaltes des Schwefelkieses wurde bereits bei den Kupfererzlagerstätten hingewiesen. Zweifellos muß ein Schwefelkiesgang mit 2,5 Proz. Kupfer bereits zu den Kupferlagerstätten gerechnet werden.

In Bolivia ist Zinn zum großen Teil mit Schwefelkies vergesellschaftet; hier wird man einen Schwefelkiesgang mit 7 Proz. Zinn nicht mehr als Kiesgang, sondern als Zinnerzgang auffassen. Es bestehen also zahlreiche Uebergänge zwischen den Schwefelkiesgängen einerseits und gewissen Edelmetall-, Kupfer- und Zinngängen anderseits.

Bei der Bildung der sekundären Teufenstufen kommt der gesamte ursprüngliche Schwermetallgehalt dadurch zum Ausdruck, daß sich zwischen der Oxydationszone, die in allen Fällen aus Brauneisen besteht, und der primären Zone eine Zementationszone einschieben kann, die entweder viel Gold oder Silber oder reiche Kupfererze, wie Buntkupfererz und Kupferglanz führt.

Dagegen scheint der Zinngehalt des Schwefelkieses bereits in der Oxydationszone in Form von Holzzinn festgehalten zu werden.

In manchen Fällen ist der Schwefelkies der Gänge etwas arsenhaltig, und da dieser Gehalt den Preis des Schwefelkieses stark beeinträchtigt,

muß die Untersuchung des Kieses stets auf diesen Bestandteil ausgedehnt werden. Anderseits schadet beim Arsenkies ein häufig vorhandener Schwefelkiesgehalt.

Bedeutende Schwefelkiesgänge werden nach unserer Kenntnis gegenwärtig nicht abgebaut, denn nur selten handelt es sich um erhebliche Kieskonzentrationen auf Gangspalten, so daß meist nur Kleinbetrieb in Frage kommt.

Die heute geförderten Schwefelkiese müssen, wenn sie erstklassig sein sollen, in der Regel 45—50 Proz. Schwefel enthalten; ärmere Kiese haben 40 bis 45 Proz. und geringe 35—40 Proz. — Schwefelkies mit weniger als 35 Proz. Schwefel findet nur noch in solchen Fällen Abnehmer, wo ganz besondere Umstände, z. B. eine ausnahmsweise günstige Lage des Vorkommens zur Verbrauchsstätte, vorliegen.

Der Preis des Schwefelkieses richtet sich nach dem Arsengehalt. Bei guten Kiesen schwankt er zwischen 35 und 42 Pfennigen per Unit Schwefel. Arsenhaltige Kiese werden in der Regel nur mit höchstens 35 Pfennigen per Unit bezahlt.

Rothenzechau im Riesengebirge.

Literatur.

H. Traube, Die Minerale Schlesiens 1888. — J. Roth, Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden 1867. — v. Festenberg-Packisch, Der metallische Bergbau Niederschlesiens 1881. — A. Sachs, Die Bodenschätze Schlesiens. Erze, Kohle, nutzbare Gesteine 1906. — v. Dechen, neu bearbeitet von Bruhns, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche 1906, II. Aufl. — Langer, Die geologischen Verhältnisse des Kiesvorkommens von Rothenzechau im Riesengebirge 1911, Manuskript im Archiv d. kgl. geol. Landesanstalt.

An den aus Granit bestehenden Kern des Riesengebirges lehnt sich ein Schiefergürtel, welcher aus kristallinen Schiefern, den diese überlagernden sogenannten Grünschiefern und Tonschiefern besteht. Er ist hochgradig kontaktmetamorph umgewandelt, so daß das geologische Alter der Schichten nicht mehr mit Sicherheit festgestellt werden kann, wenn auch Graptolithenfunde an einigen Stellen ein silurisches Alter beweisen. In diesem Schiefergürtel liegen die Vorkommen von Kupferberg (siehe Bd. I, S. 398), von Rohnau (5 km südlicher) und von Rothenzechau (11 km südlicher). Das letztgenannte Vorkommen wird von der Grube Evelinens Glück ausgebeutet und ist in seiner Erstreckung durch eine große Anzahl von Pingen bezeichnet, die sich auf ungefähr 500 m streichender Länge verfolgen lassen.

Das Schiefergebirge von Rothenzechau besteht aus Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, kristallinem Kalk, Cordieritgneis, Quarzit und geschieferten Konglomeraten. Alle Gesteine streichen, wie in den neuen Aufschlüssen zu beobachten, h 3, sind steil aufgerichtet, gefaltet und von zahlreichen Störungen durchsetzt.

Man kennt fünf verschiedene Erzmittel, die im allgemeinen im Hornblendeschiefer aufsetzen. Die Erze des Tiefen Stollens liegen zwischen

Glimmerschiefern und kontaktmetamorphen Gesteinen im Liegenden und Hornblendeschiefer im Hangenden; Streichen und Fallen der Erzmittel stimmt im allgemeinen mit demjenigen des Hornblendeschiefers überein. Bald sind die Grenzen gegen das Nebengestein scharf, bald findet ein allmählicher Uebergang statt. Die Mächtigkeit der bauwürdigen Mittel schwankt zwischen 0,5 und 3 m.

Die Erze sind unregelmäßig verteilt und bestehen hauptsächlich aus Arsen- und Magnetkies. Der reichste Arsenkies hat 45 Proz. Arsen.

Das Roherz enthält durchschnittlich 35 Proz. verwertbares Material mit 27—28 Proz. Arsen, 2—4 g Gold und 40—60 g Silber pro t; Schwefelkies und Markasit sind spärlich, Bleiglanz und Zinkblende recht selten.

Der Magnetkies enthält kein Kobalt und Nickel, aber eine Beimischung von etwas Kupferkies.

Die Natur der Lagerstätte hat sich bisher nicht mit Sicherheit feststellen lassen. Es dürften hier zwei Vorkommen nebeneinander auftreten, nämlich ein gangförmiges und ein kontaktmetamorphes.

Die Kieslagerstätte von Rothenzechau dürfte demnach eine Zwischenstellung zwischen den Gängen und den echten Kontaktlagerstätten von Reichenstein einnehmen.

Die metasomatische Kiesgruppe.

Metasomatische Arsenkieslagerstätten sind den Verfassern nicht bekannt.

Die wirtschaftlichen Gesichtspunkte, welche eingangs der Schwefelkies- und Arsenkiesganggruppe entwickelt wurden, gelten im allgemeinen auch für die vorliegende Gruppe.

Die Lagerstätten entstanden durch Verdrängung der Kalksteine und Dolomite, in geringem Umfange auch aus anderen Gesteinen, die das Nebengestein der Schwefelkiesgänge bildeten.

Aus dieser metasomatischen Entstehung ergibt sich ein wesentlicher Unterschied gegenüber den Schwefelkiesgängen. War die Verdrängung des Kalksteins eine umfangreiche, so können große Konzentrationen von Schwefelkies vorliegen, die sich in bezug auf die Größe wenigstens einigermaßen mit kleineren intrusiven Kieslagerstätten vergleichen lassen. Die Form der hierhergehörigen Kiesvorkommen ist die von Lagern, entsprechend derjenigen des völlig umgewandelten Gesteins.

Genetisch können sich alle Uebergänge zwischen der Gang- und der Lagerform finden; da aber nur bedeutende Vorkommen gebaut werden können, spielen die unvollständigen, nicht lagerförmigen Verdrängungen praktisch keine Rolle.

Ihrer Natur nach kommt eine größere Erstreckung in die Tiefe in der Regel nicht in Frage. Dagegen kann eine eventuelle Aufrichtung der Schichten entweder vor oder nach der Umwandlung erfolgt sein und größere Teufen bedingen, aber nur im ersten Falle sind eventuell primäre Teufenunterschiede zu erwarten.

Die Ausfüllungsmasse der Lagerstätte ist wenig abwechslungsreich. Häufig findet man ausschließlich Schwefelkies oder Markasit; andere Sulfide sind selten oder doch nur sehr untergeordnet. Die häufigste Gangart ist Schwerspat, der entweder in inniger Verwachsung mit dem Kies auftritt oder ihn wie bei dem Vorkommen von Meggen örtlich ersetzt, so daß das Kieslager allmählich in eine Schwerspatlagerstätte übergeht. In solchen Fällen muß die nicht immer leicht zu beantwortende Frage aufgeworfen werden: Ist der Schwerspat jünger als der Schwefelkies oder wurde zuerst der Kalkstein durch Schwerspat verdrängt und dieser dann wieder durch Schwefelkies ersetzt oder sind beide gleichaltrig?

Von sekundären Teufenunterschieden kennt man nur die Bildung des Eisernen Hutes in solchen Fällen, wo die Lagerstätte zutage ausbeißt. Sind geringe Edelmetallgehalte — die übrigens meist keine Rolle spielen — im Kies vorhanden, so kann eine Edelmetallzementationszone unmittelbar unter dem Eisernen Hut entstehen.

Die Mächtigkeit des Eisernen Hutes kann durch Oxydationsmetasomatose bedeutend vergrößert sein, läßt also nicht ohne weiteres einen Schluß auf diejenige der primären Lagerstätte zu.

In Deutschland gibt es eine wichtige, heute im Abbau stehende Lagerstätte dieser Art, bei Meggen in Westfalen, welche von zwei Gruben ausgebeutet wird. Die Erze sind nicht besonders reich und verdanken ihre Bauwürdigkeit ihrer günstigen wirtschaftlichen Lage; ähnliche Vorkommen liegen bei Schwelm in Westfalen.

Meggen.

Literatur.

M. Braubach, Der Schwefelkiesbergbau bei Meggen an der Lenne. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Preuß. Staate 1888, Bd. 36, S. 215. — R. Hundt, Das Schwefelkies- und Schwerspatvorkommen bei Meggen a. d. Lenne. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 156. Hier Verzeichnis älterer Literatur. — A. Denckmann, Das Vorkommen von Prolecaniten im Sauerlande. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1900, Bd. 52. — Derselbe, Goniatitenfunde im Devon und Carbon des Sauerlandes. Ebenda 1902, Bd. 54. — Derselbe, Ueber die untere Grenze des Oberdevon im Lennetale und im Hönnetale. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1903, Bd. 55. — Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe sowie der Fürstentümer Waldeck und Pyrmont 1890. Herausgegeben vom Kgl. O. B. A. zu Bonn. — W. Henke, Zur Stratigraphie des südwestlichen Teils der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Inaug.-Diss. Göttingen 1907. — R. Bärtling, Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Stuttgart 1911, Ferd. Enke.

Das Schwefelkiesvorkommen von Meggen liegt in der in die Lenneschiefer eingesenkten Attendorn-Elsper Doppelmulde in mitteldevonischen Kalkschichten, mit deren geologischer Erforschung sich namentlich Denckmann und Henke beschäftigt haben.

Nach Denckmann besteht der Kalk, welcher das Hangende der Lagerstätte bildet, aus zwei Stufen, deren untere nach den Fossilfunden zweifellos dem obersten Mitteldevon angehört, während die obere tiefstes Oberdevon repräsentiert. Innerhalb dieses Kalkkomplexes liegt also die Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon.

Ueber diesem kalkig ausgebildeten tiefsten Oberdevon folgen die Büdesheimer Schiefer (Unteres Oberdevon) und darüber transgredierend der sogenannte Fossley (Zusammenfassung der Tonschiefer und Sandsteine des Oberen Oberdevons).

Das Liegende des Erzlagers besteht aus Lenneschiefer, dessen geologisches Alter hier noch nicht genau feststeht.

In tektonischer Beziehung gehört das Lager einem ziemlich komplizierten Faltensystem an, da die Doppelmulde durch eine Reihe von Spezialsätteln gegliedert wird. Diese erfuhren durch die Erosion erhebliche Abtragungen, so daß die einzelnen Muldenteile jetzt häufiger zusammenhanglos erscheinen. Die Falten streichen nordöstlich und zeigen in der Umgebung des Erzes oft steilere Südost- und flachere Nordwestflügel.

Der Grundriß des Schwefelkies-Schwerspatlagers geht aus Fig. 104 hervor. Im Streichen und Fallen stimmt der Erzkörper mit den Gesteinsschichten überein.

Seine Ausfüllung besteht zum Teil aus Schwefelkies, zum Teil aus Schwerspat, und zwar scheinen sich beide derart zu vertreten, daß der Schwerspat namentlich im Hangenden auftritt, aber auch gelegentlich die ganze Mächtigkeit einnehmen kann. Im allgemeinen überwiegt der Schwefelkies im mittleren Teil der nordöstlich streichenden beiden Muldenflügel, westlich und östlich von Halberbracht, während der südwestliche Teil und die nordöstliche Fortsetzung dieser Mittelstücke von Schwerspat gebildet werden. Die gewöhnlich bis 4 m mächtige Schwefelkiesmasse wurde auf eine streichende Länge von über $2^1/_2$ km nachgewiesen. Während der liegende Teil massig ist, zeigt sich der obere geschichtet und aus einer Wechsellagerung von Schwefelkies mit dünnen Tonschieferbänken bestehend. An der Grenze des Schwefelkieslagers gegen den hangenden Kalk schiebt sich häufig ein 10—30 cm mächtiges Tonschieferband mit feiner Schwefelkiesimprägnation ein. Als untergeordnete Erze erscheinen Kupferkies und Bleiglanz; sie treten namentlich im Osten auf, wo zahlreiche Querbrüche vorkommen, auf denen die jüngeren Blei-Kupferlösungen emporgedrungen sein dürften.

Die Verdrängung des Schwefelkieses durch Schwerspat geschieht im Osten, Südosten, Südwesten und Westen derart, daß sich das Kieslager allmählich auskeilt und ein Schwerspatlager, welches immer mächtiger und mächtiger wird und schließlich 6 m erreicht, seine Stelle einnimmt. Die untersten Schwerspatlagen enthalten in unmittelbarer Nähe des Kieses wenig mächtige Schwefelkiesschnüre. Der Schwerspat ist hier entweder dicht oder sphärolitisch. Auf dem steilen Südflügel steht der zersetzte Kies zutage an, hier fehlt infolge der Abrasion der Schwerspatsaum. Im Nordwesten wird das Lager von jüngeren Schichten verdeckt, so daß hier die Kies- und Schwerspatgrenze noch nicht bekannt ist.

Das Lager wird von zahlreichen kleineren Störungen durchsetzt, die in dem beifolgenden Profil nicht zum Ausdruck kommen können, das Gesamtbild aber wenig beeinträchtigen. Dagegen ist eine gewaltige, etwas nordöstlich vom Lager verlaufende Ueberschiebung von großer Bedeutung (siehe Profil Fig. 104).

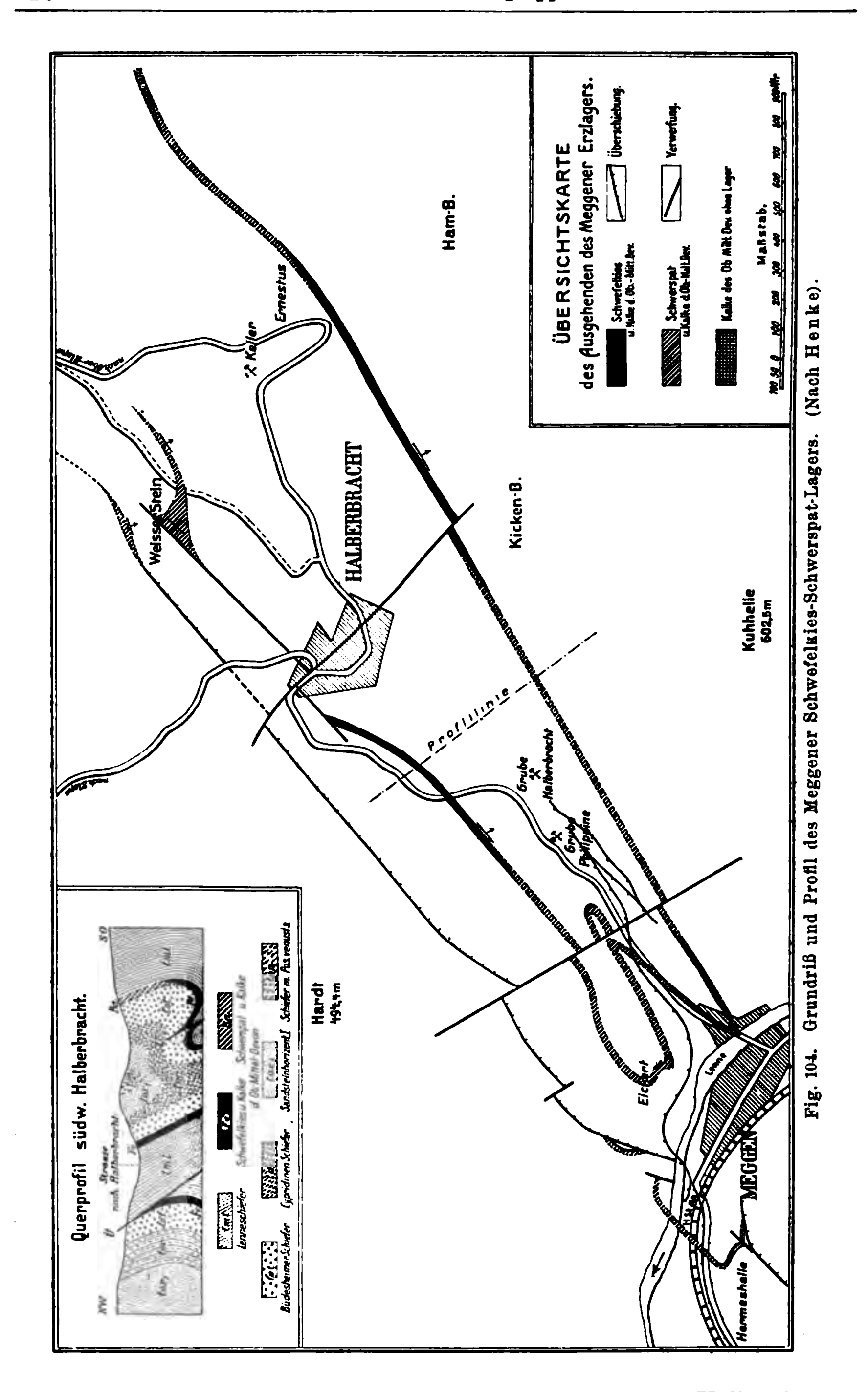


Fig. 104. Grundriß und Profil des Meggener Schwefelkies-Schwerspat-Lagers. (Nach Henke).

Bei Bonzel liegen an Stelle des Schwefelkieslagers 4 m Kalkstein mit eingesprengten Schwefelkieskristallen. Durch Zunahme des Schwefelkiesgehaltes dürfte an anderen Stellen der reine Schwefelkieskörper entstehen.

Für die Erklärung der Genesis ist die Auffassung Henkes wichtig. Er sieht in der Lagerstätte eine große Schwefelkieslinse mit Schwerspaträndern, die mit den Schichten gefaltet worden ist. Nach diesen Untersuchungen liegt der Gedanke nahe, daß das Schwerspatlager später als das Kieslager entstand, und daß durch Zersetzung des Schwefelkieses an den Rändern der Niederschlag des Baryts erfolgte. Henke hält es für denkbar, daß diese Verdrängung zu derselben Zeit vor sich ging, als der Kalkstein, der an der Eickert 4,3 m über der Lagerstätte liegt und 1—2 Proz. fein verteilten Schwerspat enthält, abgelagert wurde.

Es würde sich also dann um ein echtes Erzlager verbunden mit nachträglichen, an der Oberfläche sich abspielenden Zersetzungs- und Verdrängungserscheinungen handeln.

Die Möglichkeit einer derartigen Entstehung ist zwar nicht abzuleugnen, indessen kann man die Lagerstätte mit noch größerer Wahrscheinlichkeit als ein metasomatisches Vorkommen auffassen, an Stelle dessen ursprünglich ein mitteldevonisches Kalksteinlager vorlag, das später durch Schwefelkies und Schwerspat verdrängt wurde. Hierfür spricht z. B. die allmähliche Zunahme des Schwerspates bei annähernd konstanter Gesamtmächtigkeit des ganzen Lagers und ein Aufschluß bei Bonzel, welcher an Stelle des Schwefelkieslagers 4 m Kalkstein mit eingesprengten Schwefelkieskristallen zeigt. Darauf deutet außerdem die Erfahrung hin, daß auch an anderen Stellen des Rheinischen Schiefergebirges mitteldevonische Kalksteine in Schwefelkies umgewandelt sind, und schließlich ist weiter in Betracht zu ziehen, daß Schwerspat in der Natur weit häufiger als Gangfüllung und auf metasomatischen Lagerstätten vorkommt als in Form von echten Lagern.

Endlich steht der Henkeschen Annahme der Schwerspatbildung entgegen, daß der reine Schwerspat dort nur mit Schwefelkies vergesellschaftet vorkommt, während andere Zersetzungsprodukte, wie man sie als Folgeerscheinung von Prozessen findet, bei denen Schwefelsäure und schwefelsaure Salze tätig waren, fehlen.

Man beutet das Schwefelkieslager von Meggen seit dem Jahre 1845 aus. Gegenwärtig bauen auf ihm vor allem die beiden Gruben Sizilia und Siegena (Bergrevier Müsen). Sie lieferten im Jahre 1910 185 328 t Kies.

Für Deutschland, welches im ganzen nur ca. 250 000 t Schwefelkies produziert, spielt das Meggener Vorkommen trotz seiner geringen Bedeutung auf dem Markte eine erhebliche Rolle.

Der durchschnittliche Schwefelgehalt der Rohförderung erreicht nur 34 Proz., ist also niedrig. Durch Handscheidung läßt er sich, freilich auf Kosten der Menge (es geht annähernd ein Fünftel des Gewichtes verloren) auf ca. 42,6 Proz. erhöhen. Im Verhältnis zur Schwefelkiesweltproduktion spielen die Lagerstätten nur eine unwesentliche Rolle.

Zu den metasomatischen Kieslagerstätten gehört auch teilweise das Vorkommen an den Roten Bergen von Schwelm. Der Massenkalk ist hier nicht nur in Galmei, sondern teilweise auch in Markasit

umgewandelt. Der Verdrängungsprozeß war ein derartig allmählicher, daß z. B. die Form der Korallen erhalten blieb. Bei der Umwandlung des Kalksteins spielen Verwerfungen, die an der Grenze von Massenkalk und Lenneschiefer verlaufen, eine wesentliche Rolle.

Gediegen Kupfergruppe.

Zu dieser Gruppe gehören die Kalkspat und Zeolith führenden, an basische Eruptivdecken (Diabas, Melaphyr) gebundenen Vorkommen von Gediegen Kupfer vom Lake Superior in Michigan und eine Anzahl mineralogisch und geologisch ähnlicher, aber unbedeutender Lagerstätten.

Eine besondere Stellung nimmt der Kupfersandstein von Coro coro u. s. w. in Bolivia ein, der in vieler Beziehung den Kupferkonglomeraten des Lake Superior-Gebietes ähnelt, aber keine Zeolithe führt.

Das Lake Superior-Gebiet.

Literatur.

Aeltere Hauptarbeit von R. D. Irving, The Copper-bearing Rocks of Lake Superior. U. St. Geol. Surv. Monogr. V, 1883. — Hierin Verzeichnis von ca. 150 älteren Abhandlungen bis 1881; von ihnen erwähnen wir: J. W. Foster und J. D. Whitney 1850 u. 1851. — H. Credner, Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. 1869 u. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1869. — R. Pumpelly, The Paragenesis and Derivation of Copper and its Associates on Lake Superior. Am. Journ. Sc. III, 1871. Geological Surv. of Michigan P. II, 1873. Metasomatic Development of the Copper-bearing Rocks of Lake Superior. Proc. Am. Acad. XIII, 1878. — M. E. Wadsworth, Bull. Mus. of comp. Zoology at Harvard College; Geol. Ser. I, 1880; Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XXI, 1880; Trans. Amer. Inst. Min. Eng. XXVII, 1897.

Von den zahlreichen anderen nach 1883 erschienenen Arbeiten nennen wir: Ueber Keweenaw Point. Geol. Surv. of Michigan VI, Part II, 1899. — C. Rominger, Copper-Regions of Michigan. Geol. Surv. of Michigan V, 1895. — L. L. Hubbard, Ebenda V. — A. C. Lane and A. E. Seaman, Notes on the Geol. Section of Michigan, Lausing, Mich. Ann. Rep. for 1908. — A. C. Lane, Notes of the Geol. Section of Michigan I (with A. E. Seaman). Journ. of Geol. XV, 1907; II, ebenda XVII, 1910. — Derselbe, The Theory of Copper Deposition. Am. Geol., Nov. 1904; siehe auch Econ. Geol. IV, 1909. — Derselbe, Mine Waters. 13. Ann. Meeting of the Lake Superior Min. Industry, Juni 1908. — G. Fernekes, Precipitation of Copper from Chloride Solutions by Means of Ferrous Chloride. Econ. Geol. II, 1907. — H. L. Smyth, Science 14. Febr. 1896. — C. R. Van Hise, Mehrere Abschnitte in Some Principles Controlling the Deposition of Ores (Genesis of Ore-Deposits, Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXX u. XXXI, 1902) und A Treatise on Metamorphism. U. St. Geol. Surv. Monogr. XLVII, 1904. Dabei die kürzlich erschienene neue Hauptarbeit von C. R. Van Hise and C. K. Leith, The Geology of the Lake Superior Region. U. St. Geol. Surv. Monogr. LII, 1911. — Siehe auch J. F. Kemp, Ore-Deposits of U. St. and Canada.

P. Groth (München), Ueber das Vorkommen des Kupfers am Lake Superior. Vortrag am 18. Nov. 1895, Bayr. Industrie- u. Gewerbebl.

Technische Uebersicht von Ebeling, Das Berg- und Hüttenwesen in den Kupferbezirken am Oberen See und bei Bingham (Nordamerika). Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Preuß. Staate. 58, 1910.

Die nach der Lake-Superior-Halbinsel Keweenaw als Keweenawan-Series bezeichnete und zum Algonkian gehörige Schichtenserie besteht in der liegenden Abteilung aus Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern, die frei von Eruptivgesteinen sind.

In der mittleren Keweenaw-Zeit setzte eine Periode gewaltiger Eruptivvorgänge ein, welche dem ganzen Lake Superior-Gebiet ihr Gepräge aufdrückte. Es entstanden sowohl Tiefengesteine, wie z. B. Quarz und Ortoklas führende Gabbros, als auch vorzugsweise gewaltige Eruptivdecken, die untergeordnet aus sauren Gesteinen bestehen (Felsit- und Quarzporphyr), vorzugsweise aber basisch sind. Die letzteren enthalten meist 48 bis 50 Proz. SiO_2, führen Olivin, Augit und Plagioklas und können im wesentlichen als Diabase und Melaphyre (Olivindiabase) bezeichnet werden. Die Mächtigkeit der einzelnen Eruptivdecken schwankt zwischen 10 und mehreren hundert Meter. Ihre Oberfläche zeichnet sich durch das Auftreten zahlreicher, durch den hohen Gasgehalt erzeugter Blasenräume (Mandeln) aus. Zwischen den Eruptivdecken wurden Konglomerate mit hauptsächlich Felsitporphyr und Diabasgeröllen von 1—8, mitunter auch mehr Meter Mächtigkeit abgelagert.

Am Portage Lake, wo sich die wichtigsten Gruben befinden, erreicht diese Eruptiv- und Konglomeratformation eine Mächtigkeit von 13 680 Fuß (= ca. 4560 m). Hiervon nehmen die 22 Konglomeratbänke zusammen 2125 Fuß (= ca. 708 m) und die Eruptivdecken 11 555 Fuß (= ca. 3852 m) ein; an anderen Stellen sind die Decken noch mächtiger.

Die obere Keweenaw-Abteilung besteht vor allen Dingen aus Sandsteinen und Schiefern, die in der Nähe des Portage Lake eine Mächtigkeit von rund 9 000 Fuß (= ca. 3000 m) erreichen.

Die ganze Keweenaw-Serie ist an der Keweenaw-Halbinsel durch eine gewaltige Verwerfung von den kambrischen Sandsteinen getrennt.

Die Deckenergüsse mit den dazu gehörigen Konglomeraten bilden im großen und ganzen eine Mulde, deren zentraler Teil von dem Lake Superior bedeckt wird.

Rechnet man die Verbreitung am Boden des Oberen Sees und einige jetzt denudierte Stellen mit, so nimmt die Keweenaw-Formation einen Flächenraum von rund 75 000 qkm ein, ihre Verbreitung entspricht also annähernd der Größe des Königreichs Bayern. Das Gesamtvolumen der eruptiven Massen wird von Van Hise und Leith auf etwa 54 000 englische Kubikmeilen = 140 000 cbkm geschätzt. Der Distrikt ist also eines der bedeutendsten Eruptivfelder der Erde.

An die an basischen Lavadecken reiche mittlere Abteilung der Keweenaw Formation sind die großartigen Kupferlagerstätten gebunden.

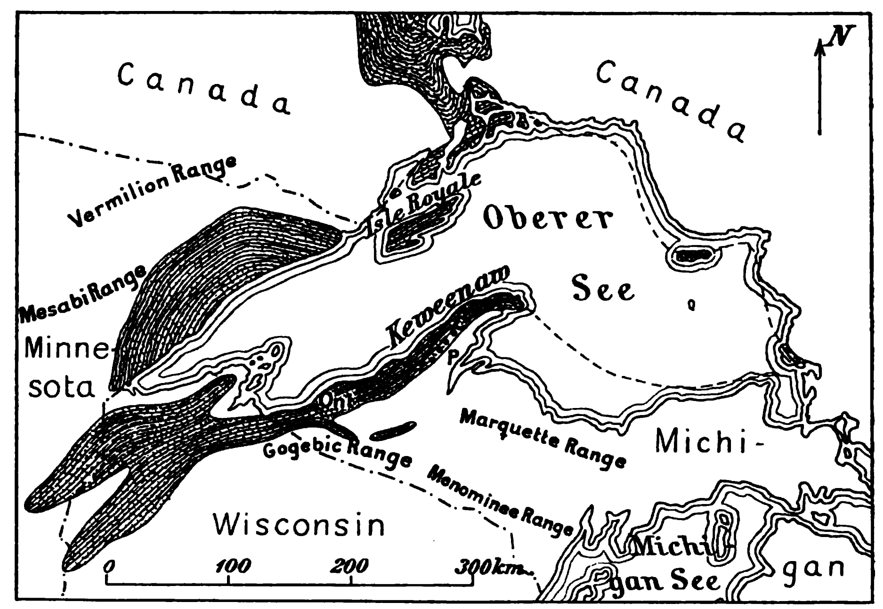
Das Kupfer tritt zwar in verschiedener Weise auf, indessen sind die Typen durch Uebergänge miteinander verbunden.

Man unterscheidet folgende Formen von Lagerstätten:

1. Gänge, hauptsächlich mit Kalkspat, die meist nur 0,5 bis 1 m mächtig sind und die Diabase u. s. w. vertikal durchsetzen. Auf ihnen

wurden Kupferblöcke bis zu 420 t Gewicht angetroffen; in der Regel sind aber die Spaltenfüllungen arm und wenig beständig. Man fand sie vorzugsweise an der äußersten Spitze der Keweenaw-Halbinsel, wo sie besonders in früheren Jahren eifrig abgebaut wurden. Die Hauptgruben waren Central Cliff (mit einer vertikalen Tiefe von 1600 Fuß), Phönix and Copper Falls. Gegenwärtig ist der Betrieb auf dieser Art der Lagerstätten so gut wie ganz eingestellt.

2. Hohlräumausfüllungen in dem Melaphyr- oder Diabas m a n d e l s t e i n (Amygdaloids), und zwar hauptsächlich in ihren schlackigen und grobblasigen Teilen, die man als A s h b e d s bezeichnet; sie ent-



Die Keweenaw-Formation ist durch gestrichelte Linien, die annähernd dem Streichen folgen, gekennzeichnet und die vermutete Grenze unterhalb des Sees wird durch eine punktierte Linie angegeben.
C = Calumet; P = Portage Lake; Ont. = Ontanogon. — Vermilion, Mesabi, Marquette u. s. w. bezeichnen die Eisenerzdistrikte.

Fig. 105. Karte des Lake Superior-Gebietes. (Nach Irving, 1883).

sprechen der Oberfläche der ehemaligen Lavaströme. Das Eruptivgestein zeigt sich in der Nähe der Erzvorkommen stets stark zersetzt. Das Kupfer ist mit Kalkspat, Quarz, Prehnit u. s. w., die häufiger nicht nur die Mandeln ausfüllen, sondern auch in Trümern auftreten, vergesellschaftet. Die Erzführung der häufig 2—5 m, ausnahmsweise sogar bis 12 m mächtigen Mandelsteinlager ist etwas schwankend, aber nicht so stark, wie diejenige der Gänge. Durch diesen Lagerstättentypus ist die Umgegend der Städte Houghton und Calumet im mittleren Teile der Keweenaw-Halbinsel besonders ausgezeichnet. Hier bildet die mittlere Gruppe der Keweenaw-Formation eine nordöstlich streichende Zone von 8—10 km horizontaler Breite, deren Schichten mit 35—55° nach NW einfallen. Im Profil unterscheidet man vom Hangenden zum Liegenden die folgenden „amygdaloid-

lodes": Atlantic Mandelstein, Pewabic-, Osceola-, Kearsarge-, Arcadian- und Baltic Mandelstein, welche durch unbauwürdige Mittel von 50 bis 200 m Mächtigkeit voneinander getrennt werden.

3. In den zwischen den Lavaergüssen liegenden Porphyrkonglomeraten kommt das Kupfer zusammen mit Kalkspat, Epidot, Chlorit u. s. w. als Zement der meist erbsen- bis nußgroßen Gerölle vor. Interessant ist, daß diese Gerölle bei dem Imprägnationsprozeß teilweise vollständig durch Kupfer ersetzt wurden.

Ab und zu finden sich Blättchen von Gediegen Silber, das Gediegen Kupfer ist aber an und für sich fast völlig frei von Silber, so daß das Kupfer-Silberverhältnis höchstens 1 Teil Silber auf 1000 Teile Kupfer beträgt.

Als mineralogische Seltenheit kommen sehr wenig Whitneyit (Cu_9As) und Domeykit (Cu_3As) vor; auch einige geschwefelte Erze sind in winziger Menge gefunden worden. Das Kupferschmelzgut enthält mitunter etwas Arsen und zwar nimmt dieser kleine Gehalt in der Calumet- und Heclagrube mit der Tiefe etwas zu.

Das Gediegen Kupfer wird besonders von Kalkspat, Quarz, Prehnit und Laumontit, ferner von Analcim, Apophyllit, Natrolith und anderen

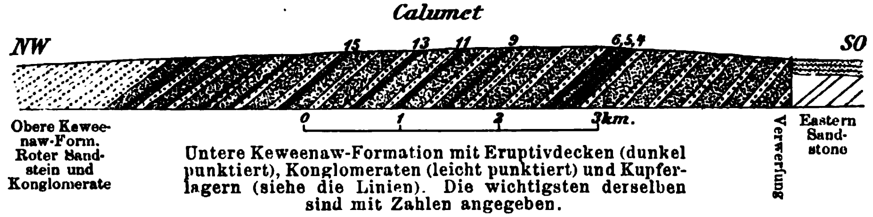


Fig. 106. Profil des mittleren Teils der Keweenaw-Halbinsel bei Calumet. (Nach Irving 1883.)

Zeolithen, Orthoklas, Datolith, Epidot und Chlorit (Delessit) begleitet; ganz untergeordnet kommen noch andere Mineralien vor.

Namentlich mit der „Green earth", einem Chloritmineral (Delessit) mit Eisenoxyd, ist das Gediegen Kupfer häufig vergesellschaftet.

Von besonderem Interesse ist der Kupfergehalt der unter 3 angeführten Konglomerate, der allerdings meist nur eine geringe Höhe erreicht. Eine Ausnahme bildet das berühmte Calumet- and Heclakonglomerat; auch das Allouez- (oder Boston- and Albany-) Konglomerat ist an einigen Stellen abbauwürdig. Das erste hatte nahe dem Ausgehenden eine Mächtigkeit von ca. 13 Fuß (ca. 4 m), die nach der Tiefe bis zu 20 Fuß (6,5 m) zunahm. In den oberen Teufen betrug der durchschnittliche Kupfergehalt 2—3 Proz., mitunter sogar noch etwas mehr; unter der 750 m-Sohle ging er aber zurück und unter der 1000 m-Sohle rechnet man nur noch im Durchschnitt mit 1,3—1,7 Proz. Das Einfallen des Konglomerates beträgt 35—55° (Fig. 106).

Weitaus die meisten der jetzigen Lake-Gruben gewinnen die oben angegebenen Amygdaloid-lodes. Von der gesamten Produktion lieferten das Calumet-Konglomerat in den letzten Jahren ca. 27 Proz., während die Amygdaloid-lodes fast den Rest der Produktion ergaben. Fast alle

jetzigen Gruben liegen bei den Städten Houghton und Calumet in der Umgebung von Portage Lake, innerhalb eines Gebietes von 25 km Länge und 3—4 km Breite; einige Gruben wurden weiter nördlich auf der Keweenaw-Halbinsel und bei Ontanogon südwestlich von Portage Lake angelegt.

Aehnliche Lagerstätten finden sich auch auf der Isle Royal im Oberen See und an vielen anderen Stellen innerhalb des Verbreitungsgebietes der Keweenaw-Formation, z. B. in Douglas Co. des angrenzenden Wisconsin und in Minnesota. In geologischer Beziehung hat dieser Lagerstättentypus also eine große Verbreitung. Von wirtschaftlicher Bedeutung sind jedoch nur die Gruben auf der Keweenaw-Halbinsel.

Einige der Lake-Vorkommen wurden schon von den Indianern vor der Einwanderung der weißen Rasse betrieben. Kleinere Versuchsarbeiten führten Europäer im 17. und 18. Jahrhundert aus. Der moderne Bergbau begann Mitte der 1840er Jahre; seine Entwicklung war eine derartig schnelle, daß das Lake-Gebiet schon nach kurzer Zeit zu den wichtigsten Kupferdistrikten der Welt gehörte.

Die Gesamtproduktion und die Produktion der im Jahr 1867 in Angriff genommenen Hauptgruben Calumet and Hecla betrug:

	Gesamte Kupferproduktion der Lake-Gruben long t	Davon Calumet and Hecla long t
1845	12	—
1850	572	—
1860	5 388	—
1870	10 992	6 277
1880	22 204	14 140
1890	45 273	26 722
1900	63 461	34 715
1905	102 874	37 950
1910	99 545	35 000

In den letzten Jahren ist übrigens das Lake-Gebiet, welches jetzt ungefähr ein Neuntel der Kupferproduktion der Welt liefert, von Butte in Montana und Arizona überflügelt worden. — Die Gesamtproduktion des Lake-Gebietes betrug bis Ende 1910 2 122 000 long t = rund 2 160 000 metr. t Kupfer (Wert ca. 2400 Mill. Mk.); davon entfallen allein auf die größte Grube Calumet and Hecla 1 045 000 long t, d. i. fast genau die Hälfte. Die wichtigsten Gruben sind, abgesehen von Calumet and Hecla: Tamarack (jetzt mit Calumet und Hecla vereinigt; Produktion 1908 5 800 t); Osceola (einige Kilometer von Calumet, Produktion 1908 9 700 t); Quincy (9 300 t); Baltic (8 700 t); Champion (8 100 t); Mohawk (4 700 t); hierzu kommen ungefähr 15 andere Gesellschaften mit einer Gesamtproduktion von 16 800 t im Jahre 1908. Das Roherz aller Gruben hatte im Jahre 1906, 1907 und 1908 durchschnittlich bezw. 1,26, 1,10, 1,06 Proz. Kupfer. Das Calumet-Konglomerat enthielt in diesen Jahren bezw. 2,00, 1,69 und 1,60 Proz.; alle auf kupferhaltigen Mandelsteinen arbeitenden

Betriebe hatten in dem fraglichen Zeitraum durschnittlich bezw. 0,96, 0,88 und 0,88 Proz. Kupfer, einige Gruben gewannen Erze mit nur 0,6 bezw. 0,7 Proz. Die allerdings ganz allmähliche Verarmung der Kupferführung nach der Tiefe ist einwandfrei nachgewiesen.

Wegen der bedeutenden Produktion, des verhältnismäßig kleinen Kupfergehaltes der Rohförderung und des relativ geringen Aushaltens der Erzführung im Streichen haben die Hauptgruben schnell eine bedeutende Tiefe erreicht. Die tiefsten Schächte von Calumet and Hecla und Tamarack hatten bezw. 4920, 5253 und 5363 Fuß (Juli 1909), d. i. über 1600 m. Mehrere Schächte sind unter ca. 40° tonnlägig, so daß ihre Länge im Fallen nicht weniger als 2600 m erreicht.

Die Quincy-Grube, die auf einem der Amygdaloid-lodes arbeitet, erreichte im Jahre 1910 eine Tiefe von 5280 Fuß im Einfallen, entsprechend 4008 Fuß vertikal.

Die Temperatur steigt mit der Tiefe hier auffallend langsam, nämlich nur um 1° C. auf 59—62 m vertikal. — Bei 1500 m Vertikalteufe beträgt die Gesteinstemperatur im frischen Gebirgsstoß nur ca. 38° und in gut ventilierten Bauen 27—30° C.

Das Haufwerk wird größtenteils auf Schlieg mit 65—90 Proz. Kupfer, der direkt im Flammofen raffiniert wird, aufbereitet. Dabei gewinnt man ziemlich viel Schlämme (Slimes) mit 25 Proz. Kupfer, die nach der Brikettierung zuerst auf Schwarzkupfer verschmolzen und dann raffiniert werden. Die Produktionskosten betragen bei den wichtigsten Gruben in den letzten Jahren 8,77—9,5 Cents per lb, entsprechend 810—880 Mk. per metrische t Kupfer. Sie verteilen sich derart, daß 62 Proz. auf den Bergbau, 23 auf die Aufbereitung und 15 auf die Verhüttung kommen.

Die Calumet- und Hecla-Gesellschaft bezahlte bis zum Januar 1910 im ganzen 110 550 000 Dollar (ca. 464 Mill. Mk.) als Dividende, das ergibt rund 450 Mk. pro t Kupfer. Die in finanzieller Beziehung günstigsten Zeiten dürften allerdings für die Lake-Gruben vorüber sein, denn die Calumet- and Hecla-Grube hat ihr Konglomerat bis zu einer vertikalen Teufe von 1100 m nahezu vollständig abgebaut, und die Quincy-Grube ist ebenfalls mit dem Abbau schon bis 900 und 1000 m vorgedrungen. Pro Meter vertikaler Teufe lieferte die Calumet- and Hecla-Grube bei der bisherigen Produktion von ca. 1 Mill. t Kupfer und der jetzigen Tiefe des Hauptabbaues von ca. 1100 m rund 1000 t Kupfer, entsprechend ca. 700 t auf 1 m flacher Tiefe bei 37—40° Einfallen.

Das Konglomeratlager wird auf eine horizontale Länge von 2500 m mit einer durchschnittlichen horizontalen Breite von ca. 7 m und einem durchschnittlichen Kupfergehalt von annähernd 2 Proz. abgebaut. Auch aus diesen Daten ergeben sich bei einem Gewicht von 2,9 t pro Kubikmeter Fördergut ziemlich genau 1000 t Kupfer pro Meter vertikaler Tiefe.

Mineralogisch und geologisch ähnliche Vorkommen, allerdings mit einer nur ganz geringen Kupfermenge, sind von einer großen Anzahl anderer Fundpunkte bekannt. So ist Gediegen Kupfer auf mindestens sechs Inseln der hauptsächlich aus flachliegenden jungtertiären

Basaltdecken bestehenden Faröer inselgruppe nachgewiesen. Es tritt hier in Blasenräumen des Basalts vergesellschaftet mit Kalkspat und verschiedenen Zeolithen (Heulandit, Desmin, Mesolith und selten Chabasit, Apophyllit und Gyrolith) auf. Nach Cornu entstand zuerst Gediegen Kupfer, während sich die Zeolithe später bildeten. — Gelegentlich kommt das Kupfer hier auch als Neubildung in einer Basaltbreccie und in Tuffen zwischen den Basaltdecken vor. Es wird niemals von geschwefelten Erzen begleitet, dagegen sind häufig etwas Cuprit, Malachit und Chrysokoll sekundär aus dem Kupfer entstanden (F. Cornu, Ueber das Gediegen Kupfer in den Trappbasalten der Faröerinseln. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907, S. 321; hier ist die ältere Literatur besonders von R. Bréon, Paris 1884, und G. Forchhammer, Kopenhagen 1824, zitiert). Zum erstenmal wurde übrigens das Kupfer auf den Faröerinseln von L. J. Debes, Kopenhagen 1673, erwähnt.

Aehnliche kleine Vorkommen von Gediegen Kupfer auf wenig mächtigen Trümern und in Blasenräumen vergesellschaftet mit Kalkspat und Prehnit finden sich in den Essexitporphyrit- und Essexitmelaphyrdecken von Guldholmen bei Moß, von Lövöen bei Horten, von Skredhelle bei Skien u. s. w. im Kristianiagebiet.

Ferner sind noch die Vorkommen von Gediegen Kupfer und Prehnit im Melaphyr von Oberstein an der Nahe, im Diabas von Sterling in Schottland, in Amygdaloid-Trapps in Alaska[1]) und im Andesit von Ostserbien[2]) zu erwähnen.

In genetischer Beziehung ist bemerkenswert, daß wir demnach eine größere Anzahl von Gediegen Kupfervorkommen über die ganze Erde zerstreut kennen, die mineralogisch und geologisch sehr ähnlich sind. Allen gemeinsam ist das Gebundensein an basische Eruptivgesteine, besonders basische Deckengesteine (Melaphyr, Diabas, Essexitporphyrit, Dolerit, Basalt, ausnahmsweise auch Andesit).

Diese Beobachtung berechtigt zu dem generellen Schluß, daß das Kupfer in irgendeiner Weise in gesetzmäßiger Beziehung zu den betreffenden basischen Eruptivgesteinen stehen muß. Die charakteristische Mineralkombination Kalkspat, Epidot, Chlorit, Prehnit und andere Zeolithe läßt auf einen Absatz aus einer wäßrigen Lösung schließen, deren Temperatur die kritische Temperatur des Wassers (375°) nicht erreichte.

Van Hise und Leith heben (1911) hervor, daß viele der Begleitmineralien, wie Prehnit, Epidot, Chlorit und Laumontit, Tonerde enthalten und daß die Tonerde von kaltem Wasser entweder überhaupt nicht oder nur in geringer Menge transportiert werden kann, sie schließen hieraus, daß die Lösungen eine höhere Temperatur hatten. Zu demselben Resultat kommen sie durch das Studium der Zersetzung des Nebengesteins der Erzvorkommen. Man findet hier nämlich nicht die üblichen Verwitterungs-

[1]) A. Knopf, The Copper-bearing Amygdaloids of the White River Region, Alaska. Econ. Geol. V, 1910, S. 251.

[2]) M. Lazarevic, Ein Beispiel der „Zeolith-Kupfer-Formation“ im Andesit-Massiv Ostserbiens. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910, S. 81—82.

erscheinungen der Oberfläche, sondern Umsetzungen, die sich nur durch heißes Wasser erklären lassen.

Pumpelly vermutete, daß das Kupfer ursprünglich aus dem das Hangende bildenden Sandstein ausgelaugt worden sei — eine Ansicht, die nicht zutreffend sein kann —, und daß die kupferhaltigen Lösungen Deszensionslösungen darstellen; der letzteren Annahme schließt sich auch Lane an. Im Gegensatz hierzu betonen Van Hise und Leith (1911), daß der Absatz aus heißem Wasser nur durch Aszension erklärt werden könne, und zwar müßten die Lösungen unmittelbar nach der Eruption der großartigen basischen Deckengesteine emporgestiegen sein. Berücksichtigt man ferner, daß diese Deckengesteine nicht nur im Lake-Gebiet, sondern auch auf den kleinen analogen Vorkommen von Gediegen Kupfer sich durch auffallend viel Blasen, die durch den hohen Gasgehalt des Magmas bedingt sind, kennzeichnen und daß die großen Gruben des Lake-Gebietes besondere Erzfälle zeigen, die meist nicht genau mit der Richtung des Fallens übereinstimmen, so kommen wir mit Van Hise und Leith zu dem Schluß, daß es sich größtenteils um juvenile Lösungen handelt, die bei der Erstarrung der basischen Gesteine auftreten.

Nur untergeordnet dürften meteorische Wässer hinzugetreten sein, die auf ihrem Wege durch die heißen Gesteine stark erhitzt wurden.

Das juvenile Wasser erklärt auch den Bor- und Fluorgehalt beispielsweise des Datoliths und des Apophyllits, zweier Mineralien, die für die Kupfervorkommen am Lake Superior besonders charakteristisch sind.

Das Gediegen Kupfer des Lake-Gebietes und der kleinen analogen Vorkommen ist aller Wahrscheinlichkeit nach ziemlich gleichzeitig mit den Begleitmineralien entstanden. Bei den verschiedenen Lokalitäten hat man eine gewisse paragenetische Altersfolge aufgestellt; so gibt Pumpelly für das Lake-Superior-Gebiet folgende an:

1. Chlorit und etwas Laumontit, 2. Laumontit, 3. Laumontit, Prehnit, Epidot, 4. Quarz, 5. Kalkspat, 6. Kupfer und Kalkspat, 7. Kalkspat, Analcim, Apophyllit, Datolith und Orthoklas.

Die verschiedenen Altersstufen greifen nach seiner Angabe etwas übereinander.

Im Basalt der Faröer sind nach Cornu die Zeolithe jünger als das Gediegen Kupfer.

Bei den serbischen Andesitvorkommen stellte Lazarevic die folgende Altersfolge fest:

1. Kupfer, 2. Chabasit, 3. Apophyllit, 4. Kalkspat, 5. Cuprit, 6. Chrysokoll und Malachit, also zum Schluß mehrere sekundär aus Kupfer entstandene Mineralien.

Hier soll demnach Kupfer älter als die Zeolithe sein, während in dem Lake-Gebiet ein Teil der Zeolithe älter als das Kupfer ist.

Die Mandelsteinausfüllung der Ashbeds der Diabase u. s. w. im Lake-Gebiet und der verwandten Gesteine der anderen Vorkommen ist in bezug auf die Mineralkombination mit den gewöhnlichen Mandelsteinausfüllungen

der basischen Eruptivgesteine im allgemeinen identisch. Der einzige Unterschied zwischen diesen Kupfervorkommen besteht also in der Führung von Gediegen Kupfer.

Die Bildung dieser Kupferlagerstätten wäre demnach ein Spezialfall der Zeolithisierung der basischen Eruptivdecken (Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899, S. 13). In Uebereinstimmung hiermit hat später Beck diese ganze Erzlagerstättengruppe als die zeolithische Kupfererzformation bezeichnet.

Die basischen Eruptivgesteine haben durchgängig (Bd. I, S. 144) einen allerdings sehr geringen Kupfergehalt, zu dem auch eine kleine Menge Schwefel kommt. Aus den Affinitätsverhältnissen folgt nach Vogts Auffassung, daß das Kupfer anfänglich in dem Magma und in den erstarrten Gesteinen vorzugsweise als Sulfid (Kupferkies, Kupferglanz u. s. w.) vorhanden war und nur untergeordnet in das Silikat hineinging. Durch Lösungen, welche Eisenoxydsalze, wie $FeCl_3$, $Fe_2(SO)_3$ u. s. w. enthielten, wurde die kleine geschwefelte Kupfermenge leicht extrahiert (Bd. I, S. 208). Es galt dabei vielleicht das Schema $CuS + 2\,FeCl_3 = CuCl_2 + 2\,FeCl_2 + S$. Bei diesem Prozeß mußte auch Silber in Lösung gehen.

Ein ganz geringer Kupfergehalt in den basischen Eruptiv-Magmen oder -Gesteinen genügt dabei, um selbst die großen Lagerstätten zu erklären.

Die übereinanderliegenden, kupferführenden Konglomerate und Amygdaloidschichten erreichten im Hauptdistrikte von Portage Lake eine Gesamtmächtigkeit bis etwa 25 m. Dabei kann der durchschnittliche Kupfergehalt zu 1,5 Proz. angenommen werden. Dagegen besitzen die basischen Eruptivdecken zusammen eine Mächtigkeit von fast 4000 m. Wenn die kupferführenden Schichten eine ununterbrochene Ausdehnung hätten, würde demnach 0,0094 Proz. Durchschnittskupfergehalt der basischen Decken genügen, um das gesamte Material der Lagerstätten liefern zu können. Nun haben aber die kupferführenden Schichten im Verhältnis zum ganzen Komplex nur eine geringe Ausdehnung im Streichen, und es reicht deshalb bereits ein kleiner Bruchteil von 0,0094 Proz. Kupfer aus, um die riesenhaften Kupfermengen der Lagerstätten zu liefern.

Was die Ausfällung des Kupfers in gediegenem Zustande anbetrifft, so hat man früher (Foster und Whitney 1850) an elektrolytische Prozesse gedacht. Man müsste aber dann annehmen — und das scheint uns nicht leicht erklärlich —, daß in jedem einzelnen Blasenraume u. s. w. eine Kathode zustande käme.

Zutreffender dürfte der von Pumpelly in den 1870er Jahren angenommene Vorgang sein, nach welchem das Kupfer durch Reduktion ausgeschieden wurde. Reduzierend konnten die eisenoxydulhaltigen Mineralien, wie Magnetit, Augit u. s. w. wirken. Durch diesen Vorgang ist Gediegen Kupfer häufig in den Oxydations- und Zementationszonen verschiedener Lagerstätten entstanden. Eine Stütze findet diese Theorie bei den Lakevorkommen in den Magnetitkernen, die man ab und zu im Inneren des Gediegen Kupfers findet, und in der im allgemeinen reichlichen Menge von Eisenoxyd (mulmiges Roteisen) in der nächsten Nähe des Kupfers; sie ist so beträchtlich, daß sie den Schlamm der Pochwerke

des wegfließenden Waschwassers ziegelrot färbt und unterhalb der Pochwerke in den Seen mächtige Ablagerungen bildet.

Vor einigen Jahren hat H. N. Stokes (Econ. Geol. 1906, I, S. 647) experimentell festgestellt, daß Eisenoxydulsulfat ($FeSO_4$) bei einer Temperatur von 200°, metallisches Kupfer aus Kupfervitriol ($CuSO_4$) durch Reduktion ausfällt. Gleichzeitig entsteht Eisenoxyd infolge der Hydrolyse des entstandenen Eisenoxydsulfates ($Fe_2(SO_4)_3$).

G. Fernekes (a. a. O. ebenda 1907) hat außerdem experimentell nachgewiesen, daß Chloride bei 200—250° in ähnlicher Weise tätig sind. Es dürften dann die Formeln gelten:

1. $2\,FeCl_2 + 2\,CuCl_2 = 2\,CuCl + 2\,FeCl_3$.
2. $2\,FeCl_2 + 2\,CuCl = 2\,Cu + 2\,FeCl_3$.
3. $FeCl_3 + 2\,H_2O = Fe(OH)_2Cl + 2\,HCl$.

Das basische Eisenchlorid setzt sich nach einiger Zeit zu Eisenoxyd und Salzsäure um. Um die entstandene Säure zu neutralisieren, wurde bei den Experimenten eine geringe Menge eines leicht angreifbaren Silikates, wie Prehnit, zugesetzt.

Wir können also daraus den allgemeinen Schluß ziehen, daß alle Eisenoxydulverbindungen, nämlich nicht nur Mineralien, sondern auch gelöste Salze, bei genügend hoher Temperatur und genügend langer Einwirkung das Kupfer aus Lösungen in gediegenem Zustande ausfällen, unter gleichzeitiger Entstehung besonders von Eisenoxyd. Pumpellys Theorie würde in dieser Weise eine Erweiterung erfahren.

Die auf dem Gediegen Kupfer sitzenden Blättchen von Gediegen Silber dürften durch galvanische Ausfällung ausgeschieden worden sein nach der Formel $Cu + Ag_2SO_4 = Ag_2 + CuSO_4$ (s. Bd. I, S. 128).

Der gesamte Bildungsvorgang läßt sich demnach etwa in folgender Weise skizzieren: heiße Lösungen mit Kupfersalzen, Kohlensäure, Kieselsäure, Alkalien u. s. w., ferner mit etwas Bor und Fluor durchdrangen poröse Schichten und benutzten gelegentlich auch Spalten, an denen entlang das Nebengestein zersetzt wurde. Anfänglich bildete sich besonders Chlorit, auch etwas Epidot, Prehnit u. s. w. — Namentlich in einer zweiten Phase wurde das Kupfer hauptsächlich durch Eisenoxydullösungen ausgefällt, und schließlich erfolgte der Absatz der Hauptmenge der Alkali-Zeolithe und des Kalkspats. — Die Abnahme des durchschnittlichen Kupfergehaltes nach der Tiefe ist eine primäre Erscheinung, die auf physiko-chemischen Gesetzen der Kupferausscheidung aus Lösungen beruht und hat nichts mit sekundären Stofftransporten zu tun.

Die Grubenwässer der Lake-Vorkommen sind durch einen auffallend hohen Gehalt an Chloriden ($CaCl_2$ und NaCl) gekennzeichnet; es dürfte dies darauf beruhen, daß die Lösungen, aus denen das Kupfer ausgefällt wurde, viel Chlorid enthielten und daß somit das Metall größtenteils ursprünglich als Chlorid vorhanden war. Die so gut wie vollständige Abwesenheit von geschwefelten Erzen auf diesen Vorkommen ergibt, daß die Lösungen keine oder nur Spuren von Sulfaten enthielten.

Lane hat in mehreren Arbeiten die Hypothese aufgestellt, daß die chloridreichen Wasser in der Tiefe der Lake-Gruben fossile See- oder

Wüstenwasser darstellen, die von oben her eindrangen und das Kupfer aus den basischen Gesteinen extrahierten. Dieser Annahme können wir aus allgemein-geologischen Gründen nicht zustimmen.

Coro coro in Bolivien.

Literatur.

D. Forbes, Quart. Journ. 1861. Philadelphia Mag. 1866. — H. Reck, Berg- u. Hüttenm. Zeitung 1864. — E. Moßbach, Berggeist 1873. — J. Domeyko, Ann. des mines 1880. — L. Sundt, Bol. Soc. Nacion. Min. Santiago 1892. — A. W. Stelzner, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1897. — G. Steinmann, Die Entstehung der Kupferlagerstätte in Coro coro und verwandte Vorkommen in Bolivien. Rosenbusch-Festschrift. Stuttgart 1906, S. 335 bis 367. Hier ist die ältere Literatur von A. D'Orbigny 1842 angeführt.

Außer am Lake Superior kommt Gediegen Kupfer in bedeutender Menge auch in dem Kupfersandstein von Coro coro (17° südl. Br. ca. 4000 m ü. d. M.) und an zahlreichen anderen Stellen in Bolivien von 16 bis 22° 42′ südl. Br. vor. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt in der interandinen Hochfläche der bolivianischen Kordilliere. Das Kupfer tritt hier in einem roten eisenreichen Sandstein, der von Steinmann als Pucasandstein bezeichnet wird (Puca = rot), auf, er gehört der Kreideformation an. Neben Gediegen Kupfer kommen hier noch vor: etwas Gediegen Silber, Domeykit (Arsen-Kupfer, vgl. S. 422) in geringer Menge Kupferglanz und einige andere spärlich vertretene Schwefel- und Arsen-Kupfer- und Silbererze. Als Begleitmineralien finden sich etwas Gips, Schwerspat und recht spärlich Kalkspat.

Bei Coro coro (Coro bedeutet Kupfer) sitzt das Metall hauptsächlich als Imprägnation in etwa 20 meist 1—2 m mächtigen Sandstein- und Konglomeratbänken. Der kupferführende Gesteinskomplex nimmt eine 3—4 km lange und 2 km breite Zone längs einer großen Verwerfungsspalte ein und hat eine Gesamtmächtigkeit von mehreren hundert Meter. Die Lagerstätten sind aber weder im großen noch im kleinen niveaubeständig. Wenig mächtige Trümer von Gediegen Kupfer und Pseudomorphosen von Gediegen Kupfer nach Aragonit ergeben nach Sundt und Steinmann unzweideutig, daß das Kupfer epigenetisch ist. Es wurde, ebenso wie in den Konglomeraten und Amygdaloidschichten am Lake Superior, aus Lösungen abgesetzt, welche die porösen Schichten durchtränkten.

In der Umgebung von Coro coro kommt Diorit vor, und Steinmann vermutet, daß das Eruptivgestein auch unter der Kupferlagerstätte auftritt.

In ähnlicher Weise wie die Grubenwässer nach Lane in großer Tiefe der Lake-Gruben Chloride enthalten, sind sie auch bei Coro coro in den kupferführenden Schichten reich an Chloriden der Alkalien und alkalischen Erden.

Der Kupfersandstein ist rot und eisenreich; das deutet auf einen ähnlichen Reduktionsvorgang, wie er bei den Lake-Gruben angegeben wurde. Auffälligerweise ist aber der Sandstein in der unmittelbaren Nähe der Kupfervorkommen gebleicht oder entfärbt; hier hat eine Reduktion von Fe_2O_3 zu FeO stattgefunden. Steinmann denkt an eine frak-

tionierte Oxydation von Cu_2S durch Fe_2O_3, bei der nur Schwefel oxydiert wird, während Kupfer als Metall übrig bleibt. Diese Deutung erscheint aber außerordentlich fraglich.

Coro coro wurde schon von den Inkas (Indianern) betrieben. Die Gruben lagen dann lange Zeit still und stehen erst seit 1832 wieder in kontinuierlichem Betriebe. Schon im Jahre 1867 waren sie 100 m tief.

In der Kupferstatistik von H. R. Merton & Co. wird bei Coro coro in den letzten 30 Jahren eine jährliche Produktion von 2000—2500 t Kupfer angegeben. Nach Steinmann ist sie zeitweise etwas höher; so soll sie im Jahre 1902 4200 t betragen haben.

Auch die Kupfersandsteine von Chacarilla, 50 km südlich von Coro coro und von Cobriros unter 20° 15′ südl. Br. werden jetzt auf Kupfer ausgebeutet.

Ueber die Kupferproduktion der Welt und deren Verteilung auf die verschiedenen Lagerstättengruppen.

Literatur.

Für die Zeit nach 1879 ist namentlich die von H. R. Merton & Co. in London jährlich veröffentlichte Kupferstatistik benutzt; und für die früheren Jahre hauptsächlich: B. Neumann, Die Metalle (Halle 1904; zitiert S. 138). — J. H. L. Vogt, Kobberets Historie (siehe: Die Geschichte des Kupfers. Kristiania 1895) mit Resumé unter dem Titel „Die Statistik des Kupfers“, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 89—93. — Die Kupferstatistik von 1850 ab wird als ziemlich zuverlässig angesehen, und für die frühere Zeit liegt wenigstens für die meisten größeren Werke gutes statistisches Material vor. — Die Gesamtproduktion vor 1600 war sicher höher als 1—1,5 Mill. t und kann auf etwa 2 Mill. t geschätzt werden.

Die Arbeit von H. Wencker, Die wirtschaftliche Bedeutung der Kupfererzlagerstätten der Welt in den Jahren 1906—1910 mit besonderer Berücksichtigung der genetischen Lagerstättengruppen (in M. Krahmanns Bergwirtschaftlichen Zeitfragen, Heft 3. Berlin 1912; siehe auch Bergwirtschaftliche Mitteilungen, August 1912) erschien erst beim Drucke dieses Werkes.

Gesamte bisherige Kupferproduktion und durchschnittliche Kupfernotierung.

	Gesamte Kupferproduktion metrische Tonnen	Durchschnittliche Kupfernotierung pro engl. t Chili bars (G. M. B.) Pfd. Sterl.
1901—1910 . . .	6 945 000	65½
1891—1900 . . .	3 770 000	51½
1881—1890 . . .	2 252 000	56¼
1871—1880 . . .	1 050 000	74
1861—1870 . . .	760 000	79
1851—1860 . . .	510 000	91
1801—1850 . . .	etwa 1 400 000	—
1701—1800 . . .	etwa 1 300 000	—
1601—1700 . . .	etwa 750 000	—
Noch früher vielleicht	2 000 000	—
Summe etwa	20 750 000	—

oder rund 20 Mill. t, in einem Gesamtwert von etwa 28 Milliarden Mark. — Den Gesamtwert der bisherigen Goldproduktion haben wir oben (S. 138) zu etwa 58 Milliarden Mark und der Silberproduktion (S. 141) zu etwa 50 Milliarden Mark berechnet.

In den letzten 25 Jahren, also seit 1885, ist mit Sicherheit mindestens ebensoviel Kupfer produziert worden wie in den früheren 85 Jahren des 19. Jahrhunderts und in allen früheren Jahrhunderten zusammen.

Die Kupferproduktion der einzelnen Länder betrug:

Jährliche Kupferproduktion
(Bergwerksproduktion).

	(In engl. t à 1016 kg)				
	1880	1890	1900	1905	1910
Deutschland, Mansfeld	9 800	15 800	18 390	19 565	19 995
Deutschland, sonst	1 000	1 825	2 020	2 595	4 715
Oesterreich	470	1 210	865	1 175	2 130
Ungarn inkl. Bosnien, Serb.	820	300	490	150	4 955
Norwegen, Sulitjelma	—	—	2 220	3 195	4 925
Norwegen, sonst	2 426	1 390	1 715	3 110	5 500
England	3 662	935	650	715	500
Schweden	1 074	830	450	550	2 000
Rußland-Sibirien	3 300	4 800	6 740	8 700	22 310
Spanien-Portugal	36 313	51 700	52 872	44 810	50 255
Italien	1 380	2 200	2 955	2 950	3 220
Türkei	—	—	520	700	600
Canada	50	3 050	8 500	20 535	25 715
Mexiko, Boleo	—	3 450	11 050	10 185	12 795
Mexiko, sonst	400	875	11 000	54 255	46 030
Neufundland	1 500	1 735	1 900	2 280	1 080
Vereinigte Staaten	25 010	116 325	263 502	389 120	484 890
Davon Lake	22 200	44 450	54 111	97 770	97 770
„ Montana	—	49 560	114 144	142 490	128 770
„ Arizona	—	15 945	49 447	99 490	132 625
„ sonst	2 810	6 370	40 800	49 370	125 725
Argentinien	300	150	75	155	300
Bolivia, Coro coro	2 000	1 900	2 100	2 000	2 500
Chili	42 916	26 120	25 700	29 165	35 235
Peru	600	150	8 220	8 625	18 305
Venezuela	1 800	5 640	—	—	—
Kuba	—	—	—	—	3 475
Kapland, Cape Copper Co.	5 038	5 000	4 420	5 025	4 405
Kapland, Namaqua	—	1 450	2 300	2 300	2 500
Uebriges Afrika	500	120	—	415	8 300
Japan	3 900	15 000	27 840	35 910	46 000
Australien	9 700	7 500	23 020	33 940	40 315
Summe:	154 000	269 500	479 500	682 000	852 950
Preis pro engl. t Chili bars	63 £	54 £	$73^1/_2$ £	69 £	$57^1/_8$ £

Die gesamte bisherige Kupferproduktion (bis Ende 1910) verteilt sich ungefähr in folgender Weise auf die verschiedenen Länder:

Vereinigte Staaten (Beginn 1845) . . . . 6,9 Mill. t
Spanien-Portugal (Huelva) . . . . etwa 2,6 „
Chili (s. S. 386—387) . . . . rund 2,5 „
Japan . . . . etwa 1,25 „

Cornwall	rund	1,0 (od. 1,1) Mill. t
Deutschland	rund	1,0 „
Rußland-Sibirien	etwa	1,0 „
Australien (Beginn 1844; s. S. 391)	etwa	800 000 t
Mexiko (nur seit 1879)		660 000 t
Schweden (seit ca. 1220)	etwa	550 000 t
Oesterreich-Ungarn	etwa	$^1/_3$ Mill. t
Canada (nur seit 1879)		300 000 t
Norwegen (seit 1631)		225 000 t
Kapland	(für alle im allgemeinen seit 1879; besonders Italien und Bolivia auch früher)	200 000 t
Peru		125 000 t
Bolivia		70 000 t
Italien		85 000 t

Diese Tabelle gibt ca. 19,75 Mill. t Kupfer an. Dazu kommt die ältere Produktion (vor 1879) in Italien, Bolivia, Kapland u. s. w., ferner die Produktion in der Türkei, Serbien, Neufundland, Kuba, Venezuela u. s. w.

Die Vereinigten Staaten produzierten vor 1850 (1845—1850) nur ca. 2500 t Kupfer; 1851—1875 214 000 t; 1876—1900 2 840 000 t; 1901—1910 3 880 000 t; somit bis 1910 ca. 6 935 000 metr. t.

Davon stammten:

aus Montana (siehe S. 379)	2,41 Mill. metr. t
aus dem Lakegebiet (siehe S. 423)	2,16 „ „ „
aus Arizona (Bd. I, S. 394; II, S. 379)	1,45 „ „ „

In dem Huelvagebiet in Spanien-Portugal (siehe Bd. I, S. 190—191, 322) wurden im Altertum nach verschiedenen Schätzungen 0,8 oder 1,2 Mill. t Kupfer produziert; von dem 8. Jahrhundert n. Chr. bis zum Jahre 1850 in Summe nur etwa 10 000 oder 20 000 t; 1851—1880 142 000 t; 1881—1900 925 000 t; 1901—1910 510 000 metrische Tonnen; somit bisher im ganzen 2,4 oder 2,8 Mill. t; wir nehmen 2,6 Mill. t an.

Japan produzierte 1901—1910 403 000 metr. t; 1881—1900 315 000 t; die früheren Förderungen einbegriffen dürfte die Produktion (siehe Bd. I, S. 191; II, S. 390) auf etwa 1,25 Mill. t zu schätzen sein.

Die Cornwall-Halbinsel soll nach einigen Angaben (siehe Bd. I, S. 432), geliefert haben: 1501—1725 ca. 20 000 t und 1726—1905 883 000 t Kupfer, Summe somit rund 0,9 Mill. t. Andere Angaben (siehe Bd. I, S. 191) geben noch etwas mehr, nämlich 1,3 Mill. t. Wir nehmen rund 1 Mill. t an. In den letzten Jahren ist die Produktion bis auf eine geringe Menge gesunken (siehe Bd. I, S. 432).

Deutschland produzierte 1901—1910 220 000 metr. t; 1875—1900 525 500 t; 1851—1875 87 710 t; 1826—1850 26 500 t, und vor 1825 vielleicht 100 000 t oder höchstens 200 000 t; somit in Summe 950 000 oder 1 050 000, also rund 1 Mill. t. — Der Kupferschiefer von Mansfeld lieferte hiervon zweifellos das meiste, nämlich 1779—1910 650 000 metr. t, ferner 1688—1779 25 500 t (siehe Schrader, Preuß. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1869), und die ältere Zeit mitgerechnet in Summe nicht ganz 700 000 t. Rechnen wir dazu die anderen alten deutschen auf Kupferschiefer betriebenen Bergwerke, so kann gerechnet werden, daß der Kupferschiefer bisher rund (vielleicht nicht ganz) 750 000 t Kupfer geliefert hat.

Rußland mit Sibirien (siehe S. 392) produzierte 1901—1910 134 000 metr. t; 1876—1900 127 000 t; 1851—1875 122 800 t; 1826—1850 109 000 t; somit seit 1825 493 000 t. In dem 18. und in der letzten Hälfte des 17. Jahrhunderts war die Produktion sehr hoch, so beispielsweise im Jahre 1700 3276 t; die gesamte Produktion bis 1910 dürfte somit auf etwa 1 Mill. t Kupfer veranschlagt werden.

Mexiko. Boleo lieferte seit der Begründung des Werkes im Jahre 1887 bis 1910 219 000 metr. t; andere mexikanische Werke 1901—1910 404 000 metr. t;

1891—1900 35 900 t; 1879—1890 4500 t; somit seit 1879 ca. 660 000 t. — Vor 1879 war die Produktion gering.

Schweden. Fahlun hat seit etwa 1220 rund 500 000 t Kupfer produziert. Blütezeit in der Mitte des 17. Jahrhunderts (siehe Bd. I, S. 189; 310—311). — Åtvidaberg lieferte 1764 bis ca. 1900 35 000 t (siehe Bd. 1, S. 336); dazu kommen einige andere kleine Werke. Zusammen somit etwa 550 000 t Kupfer.

Oesterreich-Ungarn produzierte (in den allerletzten Jahren Bosnien und Serbien einbegriffen) 1901—1910 27 000 metr. t; 1876—1900 32 000 t; 1851—1875 56 300 t; 1828—1850 65 200 t; somit seit 1825 180 000 t und die frühere Zeit einbegriffen vielleicht etwa 1/3 Mill. t.

Canada. 1901—1910 230 000 metr. t; 1891—1900 53 000; 1879—1890 15 000; somit Summe seit 1879 298 000 t; früher wenig.

Norwegen (siehe Bd. I, S. 189, 310). Die einheimische Kupferproduktion betrug 1901—1910 14 100 metr. t; 1815—1900 45 000 und 1624—1814 ca. 70 000 t, zusammen 1634—1910 129 000 t. Dabei sind seit ca. 1860 rund 4 Mill. t Kies mit einem Nettoinhalt von ca. 96 000 t Kupfer exportiert worden; somit in Summe eine Produktion von ca. 225 000 t.

Italien. 1879—1910 85 000 metr. t; außerdem eine große Menge früher, besonders im Mittelalter.

Kapland. 1879—1910 199 000 metr. t; eine geringe Menge früher.

Bolivia (Coro coro). 1879—1910 ca. 70 000 metr. t; außerdem eine große Menge viel früher (siehe S. 428).

Peru. Von 1898 (Beginn des eigentlichen Kupferbetriebes) bis 1910 119 000 metr. t; 1879—1897 ca. 7500 t; Summe 1879—1910 ca. 125 000 t; frühere Produktion nicht sehr bedeutend.

Nach Wencker (a. a. O.) betrug die Kupferproduktion in den wichtigsten Bezirken durchschnittlich jährlich in den Jahren 1906—1910:

Butte, Montana	124 600 t	Jerome-Bez., Arizona	19 600 t
Lake-Superior	101 500 t	Globe-Bez., Arizona	17 200 t
Bisbee-Bez., Arizona	59 000 t	Shasha-Bez., Cal.	15 100 t
Huelva-Bez.	51 000 t	Japan	14 700 t
Cananea-Bez., Mexiko	34 000 t	Boundary-Bez., Canada	14 000 t
Chili	33 200 t	Queensland	13 700 t
Clifton-Morenci, Arizona	31 800 t	Ely-Bez., Nevada	12 200 t
Bingham, Utah	31 500 t	Cerro-de-Pasco, Peru	12 100 t
Mansfeld	19 100 t	Boleo, Mexiko	12 000 t

Von der durchschnittlichen Kupferweltproduktion, von 786 300 t, lieferten die achtzehn wichtigsten Bezirke 615 300 t oder 78,20 Proz.; der Rest, 171 000 t oder 21,8 Proz., stammte aus einer bedeutenden Anzahl kleinerer Bezirke, jeder mit weniger als 10 000 t Kupfer jährlich.

Verteilung der Kupferproduktion auf die verschiedenen Lagerstättengruppen.

Aus Kupfererzgängen stammt die gesamte Produktion von Butte (Montana), desgleichen von mehreren anderen Bezirken in den Vereinigten Staaten, fast die ganze Produktion Chiles und Perus, aber nur ein untergeordneter Teil der Produktion von Mexiko, ferner etwa drei Viertel der japanischen und etwa zwei Drittel der australischen Produktion und schließlich die Produktion einer bedeutenden Anzahl freilich meist kleinerer Bezirke, die über die ganze Welt zerstreut sind. Dies gibt in Summe, bezogen auf der Weltproduktion im Jahre 1910, rund 40 Proz.

Zu den Kontaktlagerstätten und den kombinierten Gang- und Kontaktlagerstätten gehören mindestens drei der Hauptvorkommen

(mit zusammen etwa 100 000 t Kupfer jährlich) in Arizona, ferner Bingham in Utah, Cananea in Mexiko (jede der beiden letzteren mit ungefähr 35 000 t jährlich), außerdem mehrere andere Vorkommen in den Vereinigten Staaten und in Mexiko, ferner eine Anzahl im Ural, im Kaukasus, im Banat, bei Traversella in Piemont u. s. w. — Diese Gruppe liefert mindestens 25 Proz., vielleicht sogar etwa 30 Proz. der Gesamtproduktion.

Aus der Gediegen Kupfergruppe stammen ungefähr 12 Proz. (siehe S. 364).

Zu den magmatisch-intrusiven Kieslagerstätten rechnen wir die Huelvavorkommen (Bd. I, S. 323, mit jetzt ca. 50 000 t Kupfer jährlich), fast alle norwegischen Vorkommen (ca. 8500 t Kupfer in Kies und Kupfererz jährlich), ferner Fahlun (jetzt wenig), Sain Bel, Agordo, Schmöllnitz u. s. w. Rechnen wir den Mount Lyell auf Tasmanien (mit ca. 8000 t jährlich) und Ducktown in Tennessee hinzu, so erhalten wir nicht ganz 10 Proz.

Die magmatische Nickelmagnetkiesgruppe. Aus dem Sudburyerz (Bd. I, S. 289) werden jährlich ungefähr 7000 t Kupfer hergestellt; hierzu kommen einige Hundert Tonnen aus anderen Lagerstätten; zusammen also nicht ganz 1 Proz.

Die magmatische Buntkupfererzgruppe, mit dem typischen Repräsentant Klein-Namaland in der Kapkolonie (siehe Bd. I, S. 296) ist bisher sehr wenig erforscht; vielleicht stammten von dieser Gruppe etwa 0,5 Proz. (?) der jährlichen Kupferproduktion.

Auf die metasomatischen Kupfererzlagerstätten (siehe S. 399—410) dürfen wir zurzeit etwa 3 Proz. rechnen, später vielleicht mehr.

Der deutsche Kupferschiefer gibt jetzt 2,3 Proz. der Kupferweltproduktion. — Andere Kupfererzlager, darunter Boleo in Mexiko, und die genetisch fraglichen Fahlbänder liefern in Summe etwa 2 Proz.

Als Nebenprodukt bei den Gold-Silber- und den Blei-Silber-Zinkgängen wird nur ziemlich wenig Kupfer, schätzungsweise etwa 1 Proz., gewonnen.

Wir stellen die Resultate in folgender Weise zusammen:

Prozentischer Beitrag der verschiedenen Lagerstättengruppen zu der Kupferweltproduktion:

Magmatische	Nickelmagnetkiesgruppee . .	etwa 1 Proz.	10—11 Proz.
	Buntkupfererzgruppe	0,5(?) „	
	Kiesgruppe	9—10 „	
Kontaktlagerstätten und kombinierte Kontakt- und Ganglagerstätten			25—30 Proz.
Kupfererzganggruppe			etwa 40 „
Metasomatische Vorkommen			etwa 3 „

Gediegen Kupfergruppe		12 Proz.
Kupferschiefer		2,3 „
Andere Lager	etwa	2 „
Nebenprodukt bei anderen Gängen	etwa	1 „

Diese Tabelle ist freilich bei mehreren Zahlenwerten unsicher. Sie genügt aber um festzustellen, daß überaus die meisten und wichtigsten Kupfererzlagerstätten in irgendeiner Weise — durch magmatische Differentiation verschiedener Art, durch kontaktmetamorphe Vorgänge, durch nachträgliche Thermaltätigkeit u. s. w. — an eruptive Vorgänge geknüpft sind.

Die Nickel-Kobalt-Arsenerzganggruppe.

Den meisten der bisher besprochenen Erzgänge, die Gold, Silber, Blei, Zink, Quecksilber, Zinn, Kupfer, Eisen u. s. w. führen, fehlen Nickel- und Kobalterze völlig oder sie sind nur in geringen Mengen vorhanden. Insonderheit auf den an Granit geknüpften Zinnsteingängen kommen Nickel- und Kobalterze, die ihrerseits vorzugsweise in Verknüpfung mit basischen Eruptivgesteinen auftreten, nur in Spuren vor, und dasselbe gilt sowohl von den Quecksilber- und Goldgängen als auch von den meisten Gold-Silber, Silber- und Silber-Bleigängen. Beispielsweise treten auf den Schemnitzer Gängen (S. 37) Nickel und Kobalt so spärlich auf, daß sie in denjenigen Hüttenprodukten, in denen sie sich bei der Schmelzung konzentrieren, nur in winziger Menge nachgewiesen werden können.

Auf den Freiberger Gängen des sächsischen Erzgebirges kommt allerdings etwas Nickel- und Kobalt vor, aber nur in geringer Menge; pro Quadratmeter Gangfläche ergeben sich nach Stelzner[1]):

Auf Beschert Glück 386 g Silber, 747 g Blei, 16 g Nickel.

Auf den kiesigen Gängen von Himmelfahrt 230 g Silber, 61,45 kg Blei, 1 g Nickel-Kobalt.

Auf dem Braunspatgang von Himmelfahrt 1052 g Silber, 2,103 kg Blei, 189 g Nickel-Kobalt.

Im allgemeinen sind hier mit Ausnahme einiger Gruben weniger als 20 g Nickel pro Quadratmeter Gangfläche vorhanden.

Auf den meisten Kupfererzgängen treten Nickel und Kobalt nur in einem Verhältnis von 0,1 Nickel und Kobalt zu 100 Kupfer auf.

Auf anderen Erzgängen mit Silber, Blei, Kupfer, Wismut u. s. w. sind Nickel und Kobalt etwas reichlicher, so beispielsweise auf den Silber- oder Silber-Bleigängen des Frohnbachtales im badischen Schwarzwald, bei Markirch im südlichen Elsaß, bei Sarabus auf Sardinien

---

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 401—402.

und auf den Kupfererzgängen von Kitzbühel in Tirol, von Mitterberg in Salzburg u. s. w.

Noch wichtiger ist der Nickel- und namentlich der Kobaltgehalt bei Schneeberg in der Kombination Silber-Kobalt-Wismut und bei Annaberg in der Kombination Silber-Kobalt (S. 170—176). Als besonders wichtig muß in dieser Beziehung das erst vor einigen Jahren entdeckte große Silber-Kobaltganggebiet von Temiskaming in Ontario (S. 160—162) genannt werden.

Im Oberharz führen die Andreasberger Erzgänge (S. 180—185) nur eine geringe Menge Kobalt- und Nickelerz, und die Clausthaler (S. 177 bis 180) sind im allgemeinen noch ärmer an beiden Metallen. Auf der Grube Großfürstin Alexandra im Schleifsteintal, 5 km südlich von Goslar und ca. 10 km nördlich von der Stadt Clausthal, entdeckte man dagegen vor ca. 20 Jahren einen geologisch zum Clausthaler Ganggebiet gehörigen Erzgang, der örtlich recht viel Nickelerz in Form von Gersdorffit (NiAsS) führte, während in derselben Grube sonst Bleiglanz-Zinkblendegänge vom üblichen Clausthaler Typus[1]) erscheinen.

Erwähnenswert ist noch die mutmaßlich metasomatische Lagerstätte von Mine La Motte (S. 263) in Missouri mit überwiegend Bleierz und lokal sehr viel Linnäit [$(Ni, Co)_3 S_4$]. Dieses Vorkommen und die magmatische Nickelmagnetkieslagerstätte von Lancaster Cap Mine in Pensylvanien (Bd. I, S. 290) sind die wichtigsten Nickelproduzenten der Vereinigten Staaten. Aus einheimischen Erzen wurden dort bisher rund 2000 t Nickel hergestellt, wovon ungefähr die Hälfte auf jede der beiden genannten Lagerstätten entfällt.

Endlich gibt es einige Erzganggebiete, in denen Nickel-Kobalt-Arsen- und Schwefelerze zwar in wirtschaftlicher Beziehung vorherrschen, jedoch derart, daß wohl ohne Ausnahme auch andere Erze — nämlich bald Kupfer oder Silber, Blei, Zink oder Eisen — in einigermaßen reichlicher Menge vorhanden sind. Soweit bisher bekannt, ist Kupfer auf diesem Erzgangtypus stets vertreten, während Silber und Blei meist fehlen.

Die auf den Erzgängen wichtigsten Nickelerze sind Cloanthit ($NiAs_2$), Rotnickelkies oder Nickelin (NiAs), Gersdorffit (NiAsS) und Millerit (NiS); die wichtigsten Kobalterze sind Speiskobalt ($CoAs_2$) und auf einigen Vorkommen Kobaltkies ($Co_3 S_4$) oder Kobaltnickelkies [$(Co, Ni)_3 S_4$] nebst den aus ihnen entstehenden sekundären Mineralien. Kobaltglanz (CoAsS) findet sich nur äußerst selten auf Erzgängen, ist dagegen besonders charakteristisch für die Kobaltfahlbänder; eine ähnliche Rolle spielt auch Kobaltarsenkies (Danait, Glaukodot [(Fe, Co) AsS]. Nickelmagnetkies fehlt auf den Gängen, mit Ausnahme einiger norwegischer Apatitgänge. Dasselbe gilt auch von Eisennickelkies oder Pentlandit.

Die beiden einander so nahestehenden Zwillingselemente kommen auf allen Erzgängen zusammen vor; häufig überwiegt Nickel, mitunter aber Kobalt.

---

[1]) F. Klockmann, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893, S. 385. — Dr. Söhle, Naturwissenschaftliche Wochenschr. 1900, Bd. 15, Nr. 7.

Erzgangdistrikte mit überwiegenden Nickel-Kobalterzen sind ziemlich selten, in ihnen finden sich die Erze, soweit man derartige Lagerstätten bis jetzt kennt, stets nur in geringer Menge. Bei der in den letzten Jahrzehnten herrschenden ungünstigen Konjunktur für Nickel und Kobalt wurden die arsenidischen Erzgänge entweder gar nicht oder doch nur in sehr geringem Umfange abgebaut. In früheren Zeiten dagegen gaben einige dieser Gänge Veranlassung zu lebhafteren Betrieben, die aber nur selten eine bedeutende Ausdehnung erreichten. An erster Stelle steht unter diesen Nickel-Kobalterzgängen das heute leider abgebaute Vorkommen von Dobschau in Ungarn mit einer Produktion, die von 1840 bis 1880 ca. 26000 t Nickel- und Kobalterze entsprechend einem Gesamtinhalt von etwa 1000 t Nickel und etwas Kobalt erreichte.

Die Gesamtproduktion im Rheinischen Schiefergebirge betrug von 1841 bis 1890 nach H. Laspeyres[1]):

Bergrevier	Fördermenge	Wert
Dillenburg	10 259 t	686 532 Mk.
Wetzlar	1 346 t	60 297 „
Hamm a. d. Sieg	92 t	38 029 „
Deutz	116 t	31 494 „
Siegen II	78 t	25 783 „
Müsen	41 t	20 018 „
Sechs andere	87 t	19 559 „
	zusammen: 12 018 t	zusammen: 881 712 Mk.

Dieser Erzmenge entspricht ein Gesamtnickelinhalt von vielleicht 400 t.

Schladming in Steiermark war von 1832 bis 1880 ertragreich und hatte seine Blüteperiode von 1840 bis 1847; im ganzen gewann man jedoch hier kaum mehr als 800 t Nickelscheiderz mit einem Inhalt von etwa 80 t Nickel[2]).

Einige andere alte Bergdistrikte auf Nickelerz hatten ebenfalls nur eine Gesamtproduktion von 100 oder einigen hundert Tonnen Nickel. Auch die Produktion von Kobalt oder Smalte war früher im ganzen recht gering, so daß die Gesamtjahresproduktion damals nur zu etwa 50 t Kobaltmetallinhalt angenommen werden kann. Einen nicht unwesentlichen Anteil daran hatten die westerzgebirgischen Silber-Kobalt- und Silber-Wismut-Kobalterzgänge und die Kobaltfahlbänder. So lieferte Modum in Norwegen nach Vogt von 1856 bis 1898 Kobaltprodukte mit einem Gesamtgehalt von 257 t Kobalt und von 1821 bis 1856 wahrscheinlich etwas mehr, in der ganzen Betriebsperiode also etwa 500—600 t Kobalt.

Einige Nickel-Kobalt-Arsenerzgänge führen als Gangmineral vorzugsweise Kalkspat oder Kalkeisenspat, andere namentlich Schwerspat und noch andere vorzugsweise Quarz. Auf einem Kobalt- oder Kobalt-Kupfererzgange der Grube Mina Blanca in der chilenischen Provinz Atakama ist auch Turmalin nachgewiesen worden[3]).

---

[1]) H. Laspeyres, Das Vorkommen und die Verbreitung des Nickels im Rheinischen Schiefergebirge. Verhandl. d. naturhist. Vereins Bd. 50. Bonn 1893.

[2]) C. Schmidt und I. H. Verloop, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 271.

[3]) O. Stutzer, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 294.

Einzelne Vorkommen.

Eins der bedeutendsten Vorkommen liegt, wie schon erwähnt, bei Dobschau (Dobsina) in den Karpaten. Hier tritt eine Reihe teils gangförmiger, teils stockförmiger Lagerstätten an der Grenze eines Diorit-Hornblendegranitit-Feldes gegen Schiefer auf. Die Gänge enthalten hauptsächlich Spateisenstein und werden im Hollopataker Revier noch heute auf Eisenerz gebaut (siehe S. 298); im Zemberger Revier führen sie Kupfer-, Nickel- und Kobalterze. Auf einem der wichtigsten Gänge fand man folgende primären Teufenstufen: zu oberst Spateisenstein, darunter Kupfererze und schließlich Nickel-Kobalterze, unter denen Cloanthit und Speiskobalt Scheiderze lieferten, welche 17,5 Proz. Nickel und 6,5 Proz. Kobalt enthielten. Schon in 180—200 m Tiefe hörten die Nickel-Kobalterze auf (über Statistik siehe S. 303)[1].

Auch die Spateisensteingänge des Siegerlandes führen ab und zu Nickel-Kobalterze, die gelegentlich für sich ausgehalten werden. In Nassau und den angrenzenden Gebieten setzen innerhalb der Diabase und Schalsteine oder der sogenannten Schalsteinschiefer, welch letztere nach Laspeyres serpentinisierte Tuffe darstellen, einige Kupfererzgänge auf. Die Grube Hilfe Gottes bei Nanzenbach erschloß auf einem solchen zum Teil als Lagergang entwickelten Vorkommen 1841 eine nickelreiche Erzpartie, welche Schwefelkies, Kupferkies, Millerit, Rotnickelkies, Choanthit u. s. w. enthielt; Gangarten bildeten Kalkspat mit etwas Dolomit, Spateisenstein und Quarz. Dieses Erzmittel hatte eine Länge von ca. 40—80 m, keilte sich jedoch in einer Tiefe von rund 100 m aus und lieferte ca. 10 000 t Nickelerz mit etwa 3 Proz. Nickel[2].

Die Kobaltrücken der Zechsteinformation, die heute keine wirtschaftliche Bedeutung haben, und auf die wir in dem Kapitel über Kupferschiefer zurückkommen, sind Gänge, die hauptsächlich zwischen den beiden verworfenen Teilen des Flözes Erz führen; die Erzführung erstreckt sich außerdem bis einige Meter oberhalb des hangenden Teiles und mitunter erheblich unter den liegenden Teil des Kupferschieferflözes.

Die bis mehrere Dezimeter erreichende Mächtigkeit wurde von sulfidisch-arsenidischen Kobalt- und Nickelerzen mit bald überwiegend Schwerspat, bald überwiegend Karbonspaten eingenommen und war sowohl im Streichen als im Einfallen absätzig. Die Hauptvorkommen

[1]) Literatur: A. Gesell, Montangeol. Aufn. auf dem v. d. Dobsinaer südöstlichen Stadtgrenze südl. gel. Gebiete. Jahresber. d. Kgl. Ung. geol. Anstalt f. 1902. — F. W. Voit, Geologische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse von Dobschau in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt Bd. 50, 1900. Hier auch ältere Literatur. — K. A. Redlich, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908 u. H. v. Böckh ebenda.

[2]) Siehe Laspeyres, 1893 a. a. O., wo die umfassende ältere Literatur zitiert ist.

fanden sich bei Schweina in Thüringen und bei Riechelsdorf in Hessen.

Bei Schladming in Steiermark sind in 2000 m Meereshöhe im Gneis- und Glimmerschiefer Fahlbänder bekannt geworden, die man wegen ihrer braunen Verwitterungszone als „Branden" bezeichnet. Sie werden von vertikalstehenden Quarzgängen durchschnitten.

In der Nähe derselben finden sich innerhalb der Branden Nickelerze in Form von Nieren und Nestern, die hauptsächlich aus Rotnickelkies und Nickel-Arsenkies, außerdem Speiskobalt, Gediegen Wismut und Arsen u. s. w. bestehen. Auf die Quarzgänge im allgemeinen beschränkt sind Fahlerz, Bleiglanz, Kupferkies, Antimonglanz und Schwefelkies. Die veredelnde Einwirkung der Quergänge erinnert an die bekannte Erscheinung der vorerwähnten Kobaltrücken des Kupferschiefers.

Die Lagerstätten von Schladming wurden im 15. und 16. Jahrhundert und von 1832 bis 1880 betrieben, wenn auch die letztgenannte Periode von nur geringer Bedeutung war[1]).

Ziemlich analoge Lagerstätten treten im Annivier- und Turtmanntal des schweizerischen Kanton Wallis auf. Am erstgenannten Orte wurden zwei Spatgänge abgebaut, die besonders nickelreiche Erze da enthielten, wo sich in den das Nebengestein bildenden Gneisen eingesprengte Kiese finden. Die Gesamterzmenge war aber sehr gering[2]).

Wenigstens dem Namen nach sollen noch folgende hierher gehörige Lagerstätten erwähnt werden: der Leogang bei Salzburg mit Butzen und Nestern von Rotnickelkies und Speiskobalt und zahlreichen anderen Erzmineralien setzt in einem silurischen Dolomit auf. In der Nähe liegen die bekannten Kupfererzvorkommen von Mitterberg und Kitzbühel[3]).

Quarz- und Karbonatspatgänge mit Nickel-, Kobalt- und Kupfererzen sind in den Grünsteinen am Monte Cruvin in Bruzolo, am Besighetto bei Balme und bei Usseglio in Piemont nachgewiesen worden[4]).

Quarzgänge mit Speiskobalt u. s. w. kennt man ferner im Val Rebota in Transvaal[5]).

Analoge Speiskobaltgänge mit etwas Gold und Silber treten auch im

---

[1]) C. Schmidt und J. H. Verloop, Notiz über die Lagerstätte von Kobalt- und Nickelerzen bei Schladming in Steiermark. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 271. Hier sind die älteren Abhandlungen zitiert.

[2]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 36 u. 274.

[3]) Lipold, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1854, Bd. 5. — F. Pošepny, Archiv f. prakt. Geol. I, 1880. — Buchrucker, Mineralogisches. Zeitschr. f. Krist. Min. XIX, 1891.

[4]) d'Achiardi, I metalli II, S. 22. — Strüver, Die Minerallagerstätten des Alatales in Piemont. Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal. 1871. S. 345.

[5]) Hatch und Corstorphine, The Geology of South Africa 1905, S. 178, 193.

nordöstlichen Teile Transvaals auf[1]) und Quarzgänge mit Millerit sind von Benton in Arkansas bekannt geworden[2]).

Speiskobaltgänge mit Quarz als Gangart und etwas Gold und Silber sind auch von Cerro de Famatina in Argentinien bekannt[3]).

Ein wichtiger Bergbau auf Kobalt ging früher auf den Kobaltfahlbändern (Modum, Tunaberg u. s. w.) um; diese Lagerstätten werden in einem folgenden Abschnitt besprochen.

Die Nickelsilikatganggruppe (Garnieritganggruppe).

Allg. Literatur H. B. v. Foullon, Ueber einige Nickelvorkommen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt XLIII 1892.

In mehr oder weniger serpentinisierten Olivinfelsen, ausnahmsweise auch in verwandten Augitgesteinen, finden sich über die ganze Erde zerstreut unter annähernd gleichen Bedingungen Gänge und Trümer von Nickelmagnesiahydrosilikaten. Sehr verbreitet und von hoher wirtschaftlicher Bedeutung sind diese Lagerstätten auf der Insel Neukaledonien; analoge Vorkommen sind diejenigen von Frankenstein in Schlesien, Riddles in Oregon, Webster in Nordkarolina und Revda im Ural. Eine besondere Stellung nimmt das im Bd. I, S. 296 besprochene Vorkommen von Malaga in Spanien ein, welches man bis unter den Grundwasserspiegel kennt.

Von den hierher gehörigen meist hellgrünen Nickelsilikaten ist der Garnierit (spez. Gew. ca. 2,9; nach Jules Garnier, dem Entdecker des neukaledonischen Erzes genannt) oder Numeït (nach Numea, der Hauptstadt Neukaledoniens) das häufigste. Die Zusammensetzung des Minerales ist annähernd $H_2(Mg, Ni)SiO_4$, mit wechselnden Mengen von NiO und MgO. Einige Proben ergaben (Analysen Nr. 1 a bis 1 c) bis 45 Proz. NiO, indessen beträgt der Durchschnitt des reinen Minerals nur 15—25 Proz. Erwähnenswert sind weiter Genthit, der dem Garnierit sehr ähnlich ist, Nickelgymnit, Revdanskit, Pimelith, Schuchardit (tonerdehaltig) u. s. w. Alle diese Mineralien sind amorph oder kryptokrystallin und meist als Mineralspezies schlecht definiert. Viel verbreitet auf Neukaledonien ist auch ein schokoladefarbiges Erz, die sogenannte Nickelschokolade von etwas wechselnder Zusammensetzung, da sie offenbar aus einem Gemenge verschiedener Mineralien besteht.

In Frankenstein kommt in großen Mengen das „Grauerz“ vor, ein wenig zersetzter Serpentin mit einige Prozent Nickel (S. 448).

Auf Neukaledonien, in Revda und andernorts sind die Nickel-

---

[1]) H. Oehmichen, Goldhaltige Kobaltgänge in Transvaal. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899, S. 271.

[2]) J L. Fletscher, Min. Res. U. St. 1887, S. 128—129.

[3]) Eriksson, Eng. Min. Journ. LXXVII.

silikatlagerstätten von besonderen Ablagerungen von Kobalt-Manganerz (Asbolan) begleitet, doch bleiben die Nickel- und die Kobaltlagerstätten stets deutlich voneinander getrennt.

Die Zusammensetzung der Erze wird durch die folgenden Analysen erläutert, die den unten zitierten Arbeiten entnommen wurden.

	Neukaledonien							Riddle	Revda
	Garnierit			Schokolade-Erz		Meerschaum	Handelserz		
	1a	1b	1c	2a	2b	3	4	5	6
SiO_2	35,45	37,49	42,61	33,70	37,05	41,80	42	48,82	54,15
Al_2O_3	} 0,50	} 0,11	} 0,89	1,40	0,63	—	1	—	0,23
Fe_2O_3				19,09	16,92	1,26[1]	15	0,06	0,27
NiO	45,15	29,72	21,91	31,28	17,60	—	9	19,04	27,61
CoO	—	—	—	—	—	—	0,15	—	—
MnO	—	—	—	0,20	—	—	0,7	—	—
MgO	2,47	14,97	18,27	3,22	16,03	37,38	22	18,49	6,82
CaO	—	—	—	0,63	0,48	—	0,1	—	—
H_2O	15,55	17,60	15,40	9,21	10,51	20,39	10	12,29	7,74
Chromit	—	—	—	1,20	1,21	—	—	—	—
Summe:	99,12	99,89	99,08	99,93	100,43	100,83	100	98,70	96,82

	Frankenstein		
	7	8	9
SiO_2	47,49	33,28	60—65
Al_2O_3	1,53	14,62	} 6—8
Fe_2O_3	0,48	3,83	
FeO	—	3,56	—
NiO	20,01	5,68	2,9—4,5
MgO	10,18	23 72	8,5—12
CaO	—	1,47	—
H_2O	18,82	13,91	8—15
Summe:	98,51	100,07	—

	Asbolan, Neukaledonien			
	10 a	10 b	10 c	10 d
SiO_2	3,0	2,20	16,40	23,09
Al_2O_3	—	14,29	14,60	10,30
Fe_2O_3	10,6	8,91	15,50	16,06
Mn_3O_4	46,7	33,62	12,07	17,59
CoO	15,0	7,76	3,00	5,56
NiO	—	1,64	1,48	1,48
MgO	4,8	} 2,38	—	} 2,23
CaO	—		—	
H_2O	17,5	29,20	36,95	23,69
Summe:	97,6	100,00	100,00	100,00

Nr. 1—4 aus Neukaledonien; 1 a—1 c = Garnierit;
Nr. 2 a—2 b = Schokoladeerz (mechanisch mit Chromit verunreinigt);
Nr. 3 = Meerschaum. [1] ist FeO.
Nr. 4 = Durchschnitt des Exporterzes bei 100° getrocknet;
Nr. 5, 6 = Genthit von Riddles bezw. Revda;
Nr. 7—9 von Frankenstein; 7 = Pimelit, 8 = Schuchardit, 9 = Verhüttungserze;
Nr. 10 a—d Asbolan aus Neukaledonien; 10 a = rein ausgesucht, 10 b—d = unreiner. — Mangan ist als Mn_3O_4 und Kobalt als CoO berechnet; vielleicht sind hauptsächlich MnO_2 bezw. Co_2O_3 vorhanden.

Das Muttergestein der Lagerstätten ist im allgemeinen ein mehr oder minder serpentinisierter Olivinfels (Peridotit), und zwar namentlich wie z. B. in Neukaledonien, Oregon, Webster u. s. w. ein Dunit (bestehend fast ausschließlich aus Olivin mit etwas Chromit und Picotit), der häufig (z. B. auf Neukaledonien und in Oregon) von Saxonit oder Harzburgit (Olivin mit etwas Enstatit oder Bronzit) begleitet wird. Nur selten (z. B. Revda) besteht das Muttergestein aus einem zu Antigorit serpentinisierten Augitfels.

Die Dunit-Saxonite, welche anchi-monomineralische Eruptivgesteine darstellen, enthalten im nicht serpentinisierten Zustande meist 40—47 Proz. SiO_2, 40—48 Proz. MgO, 4—8 Proz. FeO + Fe_2O_3, 0,5—2,5 Proz. Al_2O_3, 0—2 Proz. CaO, also auffallend wenig Al_2O_3 und CaO; außerdem etwas Cr_2O_3 (Bd. I, S. 143, 241), etwas MnO (häufig 0,1—0,5 Proz.) und durchgängig etwas NiO als Silikat, welches hauptsächlich im Olivin, untergeordnet auch in Pyroxenmineralien vorhanden ist (Bd. I, S. 142, 284). CoO ist nur in Spuren da. Die Gesteine sind die nickelreichsten, die es überhaupt gibt. Der Gehalt an NiO im Dunit-Saxonit schwankt meist zwischen 0,1 und 0,5 Proz., steigt aber gelegentlich bis auf 1 Proz. oder etwas darüber. Besonders der neukaledonische Peridotit ist nach Glassers Analysen auffallend reich an NiO, er kann gelegentlich über 1 Proz. enthalten.

Die hydratischen Nickelsilikate unserer Lagerstätten werden vorzugsweise von wäßrigen nickelarmen oder nickelfreien Magnesiasilikaten, wie Gymnit, Kerolith und Meerschaum (siehe z. B. Analyse Nr. 3), ferner von Eisenocker, Quarz, Hyalith, Halbopal, Chalzedon und Chrysopras (mit etwas Nickel), ausnahmsweise auch von etwas Magnesit begleitet. Der Chrysopras von Frankenstein findet als Halbedelstein Verwendung, dasselbe Mineral findet sich auch zu Riddles und Revda. Diese Mineralvergesellschaftung ergibt mit Sicherheit einen Absatz aus wäßriger Lösung.

Die Vorkommen von Neukaledonien, Frankenstein, Riddles, Webster und Revda sind zweifellos nicht durch Umsetzung arsenidischer oder sulfidischer Nickelerze, die hier nirgends gefunden worden sind, entstanden.

Aus der konstanten Verknüpfung mit relativ nickelreichen Muttergesteinen, aus der Mineralvergesellschaftung und der Morphologie der Lagerstätten darf man, wie schon vor Jahren von Sterry Hunt, Garnier, Foullon, Diller u. s. w. nachgewiesen wurde, den sicheren Schluß ziehen, daß die Garnieritgänge durch Auslaugung des Nebengesteins gebildet wurden.

Gelegentlich wurde die Hypothese aufgestellt, daß die Entstehung des Garnierits zu einer besonders intensiven Serpentinisierung in Beziehung stehen sollte. Dieser Ansicht muß aber entgegengehalten werden, daß das Nebengestein der Garnierite nicht selten, wie beispielsweise in Neukaledonien und bei Riddles in Oregon, aus verhältnismäßig wenig serpentinisiertem, ziemlich frischem Peridotit mit nur 1—5 Proz. H_2O besteht. Der Serpentin enthält nach zahlreichen Analysen ungefähr ebensoviel Nickeloxydul wie sein Muttergestein. Bei der Serpentinisierung wurde also im allgemeinen der geringe Nickelgehalt des Peridotits nicht fortgeführt. — Einige Forscher (Heurteau 1876, de Levat 1892 und Benoit 1892) haben angenommen, daß die Vorkommen in Neukaledonien durch emporsteigende Thermalwasser entstanden seien; diese sollten in der Tiefe etwas Nickel, Magnesia, Kieselsäure u. s. w. dem Peridotit bezw. Serpentin entzogen und später in der Nähe der Oberfläche in Form von hydratischen Nickelmagnesiasilikaten wieder abgesetzt haben.

Eine solche Deutung kann aber für Neukaledonien nicht zutreffen. Glasser hat vielmehr in seiner eingehenden Beschreibung überzeugende Beweise dafür geliefert, daß die neukaledonischen Lagerstätten durch Verwitterungsprozesse entstanden sind, die auf die Oberfläche beschränkt bleiben.

Beyschlag und Krusch konnten den analogen Beweis für Frankenstein erbringen.

Durch das in der tropischen Zone warme Regenwasser sind in Neukaledonien Kieselsäure und Magnesia der mehr oder minder serpentinisierten Peridotite in der Nähe der Oberfläche größtenteils fortgeführt worden. Zurück blieben bedeutende, oft 5—15 m mächtige eluviale Ablagerungen einer roten Erde (terre rouge — häufig irrtümlicherweise als l'argile rouge oder l'argile ferrugineuse bezeichnet, obgleich Al_2O_3 fehlt), die zum großen Teil aus Eisenocker besteht. Eine Analyse der roten Erde ergab 18,4 Proz. SiO_2, 69,3 Proz. Fe_2O_3, 0,5 Proz. Al_2O_3, 1,6 Proz. NiO, 0,4 Proz. MgO + MnO, 9,8 Proz. H_2O. Nickel, Kobalt und Mangan nebst etwas Magnesia und Kieselsäure gingen bei der Verwitterung in Lösung und schieden später einerseits Asbolan und anderseits Garnierit ab. Der letztere wird auf Neukaledonien nicht von Magnesit oder anderen Karbonarten begleitet, er kommt namentlich auf Klüften und Sprüngen im festen Gestein nahe der Oberfläche vor, bildet aber auch Ueberkrustungen in dem unteren Teil der eluvialen Ablagerungen. Der Asbolan ist ausschließlich auf das Eluvium beschränkt. Es dürften hier dieselben Lösungen tätig gewesen sein, welche einerseits den Asbolan und anderseits den Garnierit absetzten. Der Asbolan, der eine gewisse Aehnlichkeit mit dem Manganwiesenerz hat, enthält einen Teil Nickel auf etwa 2—5 Teile Kobalt, der Garnierit dagegen 1 Teil Kobalt auf etwa 100 Teile Nickel. Die beiden Zwillingselemente sind also hier voneinander getrennt worden, wenn die Trennung auch keine analytisch scharfe ist.

Das Nebeneinandervorkommen des Asbolans und des Garnierits zeigt, daß das Kobalterz früher ausgefällt wurde als die Nickelverbindungen. Der Asbolan besteht zum wesentlichen Teile aus hoch oxydierten Mangan-

oxyden, wahrscheinlich hauptsächlich MnO_2; hieraus kann man auf eine Ausfällung durch Oxydation — wahrscheinlich mittels Luftsauerstoffes in neutraler Lösung — schließen. Durch einen derartigen Vorgang wird auch Kobalt als Oxyd mit nur sehr wenig Nickel gefällt, während die Hauptmenge des Nickels in Lösung bleibt. Wir erinnern an die früher häufig benutzte metallurgische Trennung von Kobalt und Nickel, die im Zusatz von etwas Chlorkalk zu einer neutralen Kobalt-Nickellösung besteht, wodurch Kobaltoxyd mit sehr wenig Nickeloxyd niedergeschlagen wird, während sich die Hauptmenge des Nickels in Lösung hält[1]).

Der Peridotit führt stets viel mehr Nickel als Kobalt, nämlich ca. 1 Teil Kobalt auf etwa 20—50 Teile Nickel; in Uebereinstimmung hiermit tritt die Asbolanmenge stark gegen die Garnieritmenge zurück.

Bei der Zersetzung des Peridotits oder des Serpentins wird sein übrigens recht geringer Gehalt an Eisenoxydul mit etwas Eisenoxyd größtenteils zu Oxyd — rote Erde — oxydiert und nur wenig Eisen geht in Lösung. Daraus erklärt sich der niedrige Eisengehalt der hydratischen Nickelsilikate. Annähernd dasselbe gilt von der Tonerde, die in dem Muttergestein nur in geringer Menge vertreten war.

Die Dunite und Saxonite sind durchgängig äußerst arm an Kiesen, Titansäure und Phosphorsäure; in Uebereinstimmung hiermit fehlen geschwefelte Mineralien, ebenso wie Titansäure und Phosphorsäure so gut wie ganz auf den Garnieritlagerstätten.

Auch die Vorkommen von Riddles und Revda scheinen nach den vorliegenden Beschreibungen durch Oberflächenverwitterung entstanden zu sein.

Bei Frankenstein nehmen einige Forscher Auslaugung durch Thermalwasser an, welches den Nickelgehalt in der Tiefe aus dem Nebengestein extrahierte und in der Nähe der Tagesoberfläche absetzte. Diese Deutung ist jedoch nicht zutreffend.

Die neukaledonischen Lagerstätten sind von hervorragender wirtschaftlicher Bedeutung entsprechend der ausgedehnten Verbreitung der Peridotite. Vielleicht kommt bei dem dortigen Lagerstättenbildungsprozeß das tropische Klima mit in Betracht, durch welches die Verwitterung der Oberfläche stark gefördert wird. Hier könnte eine gewisse Analogie mit der Lateritbildung vorliegen.

Neukaledonien.

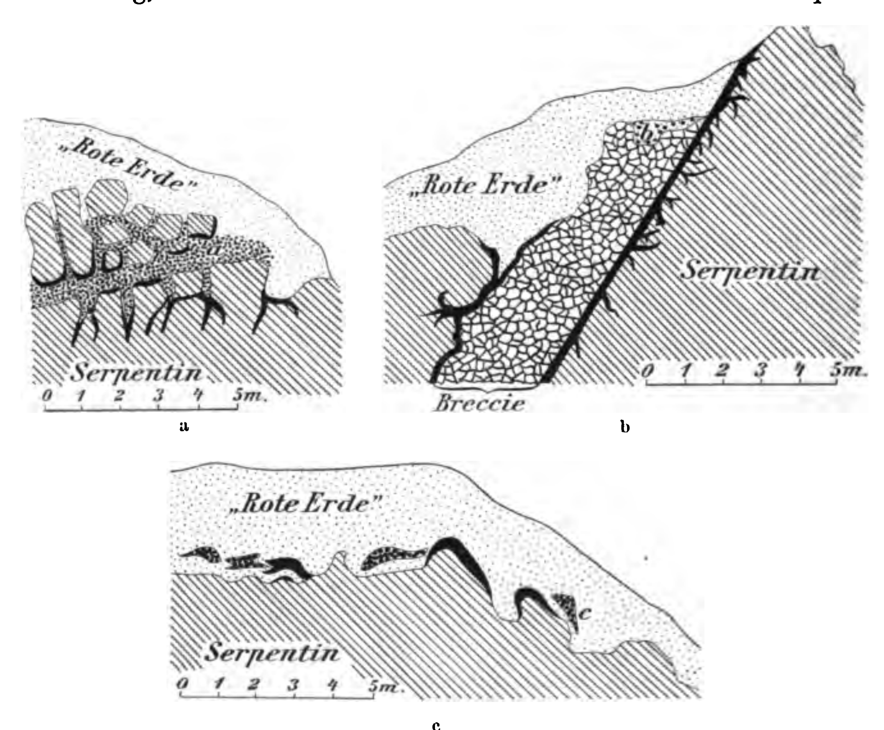
Literatur.

J. Garnier, La géologie et les resources minérales de la Nouvelle-Calédonie. Ann. d. Min. 6. Sér. t. XII, 1867. Ferner verschiedene Abhandlungen desselben Verfassers, darunter in Compt. rend. 82, 1876; Soc. d. Ing. Civils 5, 1887; Revue scientifique 1895. — E. Heurteau, Sur la constitution géologique et les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. A. d. Min. 7. Sér., t. IX, 1876. — L. Pelatan, Les Mines de la Nouvelle-Calédonie (mit geol. Karte d. Insel). Génie Civil 19, 1891, II. — D. Levat, Progrès de la Métallurgie du Nickel (nebst Beschreibung der neukaledonischen Gruben). Ann. d. Min. 9, Ser. I, 1892. — F. Benoit, Les Mines de

[1]) Vogt, Geol. Fören. Förh. XVII, 1892.

Nickel de la Nouvelle-Calédonie. Bull. de la Soc. d. l'Ind. Min. St. Etienne III, 6, 1892. — A. Bernard, L'Archipel de la Nouvelle-Calédonie. Paris, Hachette & Cie. 1895, 458 S. mit 2 Karten. —Ref. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 257. — Fr. D. Power, The Mineral Resources of New-Caledonia. Institution of Mining and Metallurgy. Abstract of Proceedings Bd. 8, S. 44. (Siehe hier die sehr vollständige Zusammenstellung der älteren Literatur.) — Ref. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 24. — M. Piroutet, Sur la géologie d'une partie de la Nouvelle-Calédonie. Bull. de la Société géol. de France, 4. sér., t. III, 1903. — E. Glasser, Rapport au ministre des colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie (sehr ausführlich). Ann. d. Mines, 12. sér., t. IV, 1903 et t. V, 1904.

Die Insel Neukaledonien reicht von 20° 5′ bis 22° 24′ südl. Br., ist 400 km lang, bis 65 km breit und hat einen Flächeninhalt von 16 117 qkm.



Die Garnierittrümer sind schwarz. Die Breccie bei Fig. b ist Serpentin, der von Garnieritschnüren durchsetzt ist.
a in Fig. a ist unreines Garnieriterz; *b* oben in Fig. b ist rote Erde mit 4—5 Proz. Nickel; Fig. c Asbolanlagerstätten. Die Krusten von Asbolan sind schwarz gezeichnet. *c* in Fig. c = Asbolanniere in der roten Erde.

Fig. 107 a—c. Detailprofile der Garnieritlagerstätten Neukaledoniens. (Nach Glasser.)

Hiervon nehmen die wahrscheinlich post- oder spätkretazeischen, mehr oder minder serpentinisierten Peridotite (Dunit und Saxonit) nicht weniger als rund 6000 qkm ein, darunter ein einziges Feld 3500 qkm. Die Serpentine und Peridotite, die fast über die ganze Insel zerstreut liegen (siehe die geologische Karte Fig. 156, Bd. I), erreichen hier vielleicht die größte Ausdehnung, die man auf der Erde überhaupt kennt. In diesen Eruptivfeldern (Thio, Canala, Honailou, am Berge Kaala, bei Neporri u. s. w.) gibt es eine erhebliche Anzahl von Garnieritlagerstätten. Schon zur Zeit der Pariser

Weltausstellung im Jahre 1889 waren nicht weniger als ca. 1200 Nickelvorkommen entdeckt, zu denen noch annähernd 300 Asbolanlagerstätten kamen.

Die hydratischen Nickelmagnesiasilikate finden sich nach Glasser teils auf Gängen, teils als Bindemittel einer Breccie, teils in Adern und Trümern im Serpentin oder als Inkrustierung der hauptsächlich aus roter Erde bestehenden Detritusmassen. Scharfe Grenzen zwischen diesen verschiedenen Arten von Vorkommen gibt es nicht, sie gehen vielmehr allmählich ineinander über.

In den ersten Jahren des Betriebs wurde nach Glasser namentlich auf den sehr unregelmäßigen und verzweigten Garnieritgängen gearbeitet; einige Gruben wurden sogar bis zu einer Tiefe von 108 bezw. 145 m abgeteuft. Hierbei stellte sich heraus, daß die Erzführung nach der Tiefe geringer wurde, und daß der Garnierit sich bald völlig auskeilte. Infolge dieser Erfahrung hat man sich später hauptsächlich mit Tagebau beschäftigt und geht nur selten bis zu einer Tiefe von 50 m, zumal sich die Erzführung meist schon bei 10—20 m verliert. Beim Tagebau muß sehr viel von der eluvialen roten Erde entfernt werden.

Die Mächtigkeit der Garnieritgänge beträgt nur ausnahmsweise ca. 1 m, meist handelt es sich um schmale Schnüre, die das Nebengestein nach allen Richtungen durchsetzen. — Um 1 t Erz zu erhalten, muß man häufig 5—10 cbm abbauen.

Daß die Bildung des Garnierits ein Resultat der oberflächlichen Verwitterung ist, geht nach Glasser aus dem Auftreten des Erzes mit Sicherheit hervor. Unterstützt wird diese Ansicht durch die Auffindung von mit Garnierit umkrusteten Insektenresten, die sich in den eluvialen Ablagerungen finden, und durch rezente Garnieritstalaktiten, welche den Beweis liefern, daß die Garnieritbildung heute noch fortdauert.

Der Asbolan tritt gelegentlich in geringer Menge in Klumpen- und Krustenform in der roten Erde auf. (Fig. 107 c.)

Nachdem 1867 der Garnierit in Neukaledonien entdeckt und 1873 näher untersucht worden war, begann der Bergbau in der Mitte der 1870er Jahre. Die Größe des Betriebes ergibt sich aus der folgenden Statistik über die produzierten und bisher hauptsächlich exportierten Erzmengen:

Zeitraum	Menge
von 1875 bis 1879	8 300 t
„ 1880 „ 1884	35 400 t
„ 1885 „ 1889	42 400 t
„ 1890 „ 1894	200 300 t
„ 1895 „ 1899	312 600 t
„ 1900 „ 1904	539 800 t
„ 1905 „ 1909	591 800 t
Summe bis Ende 1909:	1 731 000 t

Aus diesem Erzquantum sind bis Ende 1909 nach Abzug der Schmelzverluste etwa 105 000 t metallisches Nickel dargestellt worden[1]). Diese

[1]) Glasser, Ann. d. Mines 1903, S. 512 und Statistik der Metall- und Metallurgischen Gesellschaft in Frankfurt a. M.

Produktion entspricht einem Nettogehalt von rund 6 % Nickel. — Das gesamte Erzquantum von 960 600 t bis zum Jahre 1902 enthielt nach Glasser 60 700 t Nickel, entsprechend 6,3 Proz. ohne Abzug der Schmelzverluste.

Das Erz besteht außerdem aus chemisch gebundenem Wasser und einer bedeutenden Menge Bergfeuchtigkeit, die teilweise beim Trocknen bei 100° verschwindet. Getrocknetes Erz hat meist mindestens 7 Proz. Nickel, entsprechend 5,4—5,8 Proz. im nassen oder rohen Erz. Ein Kilogramm Nickelinhalt im trockenen Erz wird im neukaledonischen Hafen mit 60—70 Centimes bezahlt. Rechnet man mit 60 Centimes und nimmt den Nickelgehalt im nassen Erz zu 6 Proz. an, so ergibt sich der Preis des Erzes zu 36 Frs. Dazu kommt die Fracht nach Europa mit etwa 40 Frs. pro Tonne, so daß der Wert im deutschen, englischen oder französischen Hafen zu 76 Frs. angenommen werden kann, entsprechend 1,27 Frs. oder rund 1 Mk. pro kg Nickelinhalt.

Bei der Anreicherung durch Handscheidung auf mindestens 7 Proz. Nickel im trockenen Erz geht sehr viel Erz mit niedrigerem Nickelgehalt verloren. Aus diesem Grunde und wegen der hohen Frachtkosten nach Europa beabsichtigt man einen Teil der Produktion zu Thio in Neukaledonien zu verhütten.

Der bisherige Bergbau, welcher bis zum Schluß des Jahres 1909 rund $1^3/_4$ Mill. t Erz lieferte, erschöpfte zahlreiche Lagerstätten. Da man aber neue Vorkommen in Angriff genommen hat, ist die Produktion trotzdem im Steigen begriffen. Gegenwärtig sind 40 Gruben oder Tagebaue im Betriebe.

An Asbolan mit meist 3—4 Proz. Kobalt wurden vor einigen Jahren jährlich 2000—6000 t gewonnen, so daß man bis zum Jahre 1904 in annähernd 20 Jahren ca. 60 000 t mit durchschnittlich 3,5 Proz. Kobalt exportierte (B. Neumann gibt in „Die Metalle" 58 730 t Ausfuhr mit 3,6 Proz. Co von 1875—1901 an).

In dem neukaledonischen Serpentinperidotit treten auch viele Vorkommen von Chromeisen (Bd. I, S. 246) auf, die ausgebeutet werden.

Frankenstein in Schlesien.

Literatur.

J. Roth, Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den anliegenden Gegenden. Berlin 1867. — Th. Liebisch, Mineralogisch-petrographische Mitteilungen aus dem Berliner mineralogischen Museum. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1877. — H. Traube, Die Minerale Schlesiens. Breslau 1888. — H. B. v. Foullon, Das Vorkommen nickelhaltiger Silikate bei Frankenstein in Preußisch-Schlesien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1892, mit älterer Literatur. — B. Kosmann, Die Nickelerze von Frankenstein in Schlesien. Glückauf 1893, Nr. 57 u. 59. — Aschermann, Beiträge zur Kenntnis der Nickelerze von Frankenstein. Inaug.-Diss. Breslau 1897. — Illner, Das Nickelerzvorkommen bei Frankenstein. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1902. — Albrecht, Das Nickelerzvorkommen bei Frankenstein in Schlesien. Archiv d. kgl. geol. Landesanstalt. Berlin 1902. — Battig, Das Nickelerzvorkommen bei

Frankenstein in Schlesien. Archiv d. kgl. geol. Landesanstalt. Berlin 1906. — Flegel, Das Nickelerzvorkommen bei Frankenstein in Schlesien. Archiv d. kgl. geol. Landesanstalt. Berlin 1909. — P. Krusch, Ueber die Genesis einiger Mineralien u. s. w. von Frankenstein. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1913.

Unter den sudetischen Vorbergen, welche zwischen dem Eulengebirge und dem Zobten bezw. den Strehlener Bergen aus der Diluvialbedeckung herausragen, nehmen die Baumgarten-Grochauer Berggruppe südwestlich von Frankenstein und die Hügelreihe zwischen Dittmannsdorf, Prozau, Gläsendorf, Kosemitz und Disdorf nördlich von Frankenstein durch ihre Nickelerzführung eine besondere Stellung ein.

Die Berggruppe südwestlich von Frankenstein dürfte wegen der geringen Erzmittel kaum jemals Veranlassung zu einem Bergbaubetriebe geben; sie besteht nach Roth aus Gneis und Hornblendeschiefer, der zum Teil augithaltig und zu Serpentin zersetzt ist. Als Kluftausfüllung findet sich im Serpentin Magnesit, der besonders am Südabhange des Grochberges gewonnen wird. Die Gänge sind hier bis 0,5 m mächtig und zeichnen sich durch große Reinheit aus. Mit ihnen vergesellschaftet fand man auch etwas Nickelerz, welches Veranlassung zur Verleihung einiger Felder gab.

Die Hauptnickelvorkommen Frankensteins liegen nördlich des Ortes, sie sind auf vier Serpentinhügel beschränkt (Fig. 108), welche sich bis ca. 377 m über die Diluviallandschaft erheben und einem einheitlichen nordsüdlich streichendem Zuge angehören dürften.

Das Nebengestein des Serpentins bilden Gneis, blaugraue, graphithaltige Quarzitschiefer mit weißen und roten Quarzbändern und namentlich im Norden und Westen ein im allgemeinen grobkörniger Syenit.

In den vier Hügeln (Kosemitzer oder Mühlberg, Tomnitzer-, Gläsendorfer- und Gumberg) geht der im Jahre 1891 wieder in Angriff genommene Nickelerzbergbau um. Die schlesischen Nickelwerke haben außer den Tagebauen vier Tiefbausohlen von 15—80 m Tiefe unter dem Kamm des Gläsendorfer Berges angelegt.

Der das unmittelbare Nebengestein der Erze bildende Serpentin besteht aus einer makroskopisch fast dichten Masse mit muschlig ebenem Bruch, die meist schwärzlich, oliven- oder zeisiggrün gefärbt ist, und von Magneteisen herrührende Flecke zeigt; sie ist stets stark zerklüftet und mehr oder weniger zersetzt.

Das Gestein hat 41—42,5 Proz. SiO_2, 36—42 Proz. MgO, 0,25 Proz. Cr_2O_3 und einen geringen Nickelgehalt, den Foullon nach einer Probe am Westabhange des Gumberges zu 0,34 Proz. angibt. Der Serpentin (Fig. 109) wird von einem System nordnordwestlich streichender, sich vielfach gabelnder Quarzgänge mit sehr wechselnder Mächtigkeit durchsetzt, deren Widerstandsfähigkeit die Hügelreihe ihre Entstehung verdankt. Von der Oberfläche und von ihnen aus wurde der Serpentin hochgradig in Rotes Gebirge u. s. w. umgewandelt.

Beyschlag und Krusch unterscheiden die weiße Zersetzung des Serpentins, die aus einem Netzwerk von Magnesit und Kerolith besteht, von der Grau- und Grünerzbildung und der Entstehung des Roten Gebirges.

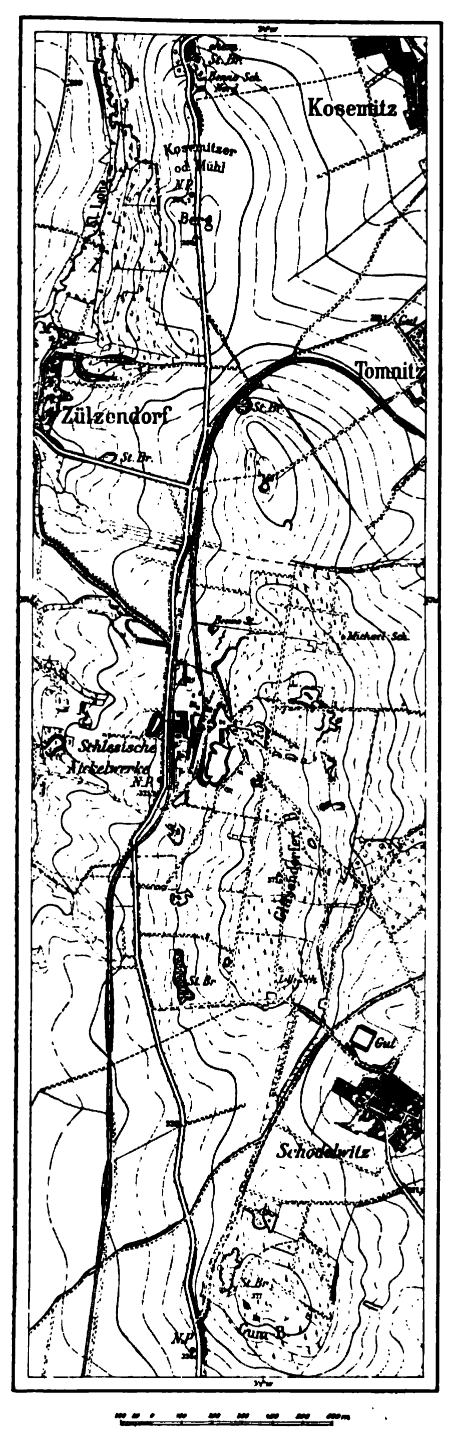


Fig. 108. Der Serpentin-Hügelzug nördlich von Frankenstein (Schlesien).

Die größte Verbreitung hat das Rote Gebirge, eine hochgradige Zersetzungszone des Serpentins zu einem rotbraunen, mulmigen Material, welches gewöhnlich nicht scharf gegen den Serpentin abgrenzt, sondern häufig durch die weniger intensiven Zersetzungserscheinungen Grün- und Grauerz in diesen allmählich übergeht. Die Hauptmenge des Roten Gebirges liegt unmittelbar an der Tagesoberfläche und an den Quarzgängen.

Ist das Rote Gebirge verquarzt, so besteht es nach der mikroskopischen Untersuchung von K r u s c h im wesentlichen aus einem Gemenge von Quarz und Chalcedon. Die Mineralien zeigen lagenförmige Verwachsung, wie sie bei der Verdrängung eines Gesteins durch Quarz von sich allmählich erweiternden Klüften aus entsteht. Die Hohlräume zwischen den Quarzrippen sind von Eisenoxydhydrat ausgefüllt.

Das Grünerz stellt von Nickelsilikattrümern durchzogene Massen Roten Gebirges oder hochgradig zersetzten Serpentin dar; ist die metasomatische Verdrängung der Gesteinssubstanz weiter fortgeschritten, so entsteht das g r ü n e K n ö t c h e n e r z.

Als G r a u e r z bezeichnet man sehr nickelreichen, in Zersetzung begriffenen Serpentin, welcher den Gesteinscharakter noch recht gut bewahrt hat. Vom Serpentin unterscheidet sich das Grauerz nur durch den höheren Nickelgehalt (1—2 %).

Die weiße Zersetzung des Serpentins ist unabhängig von der Nickelerzbildung und älter als diese; infolgedessen findet man häufig Kerne von weiß zersetztem Serpentin in den Nickelerzen bezw. im

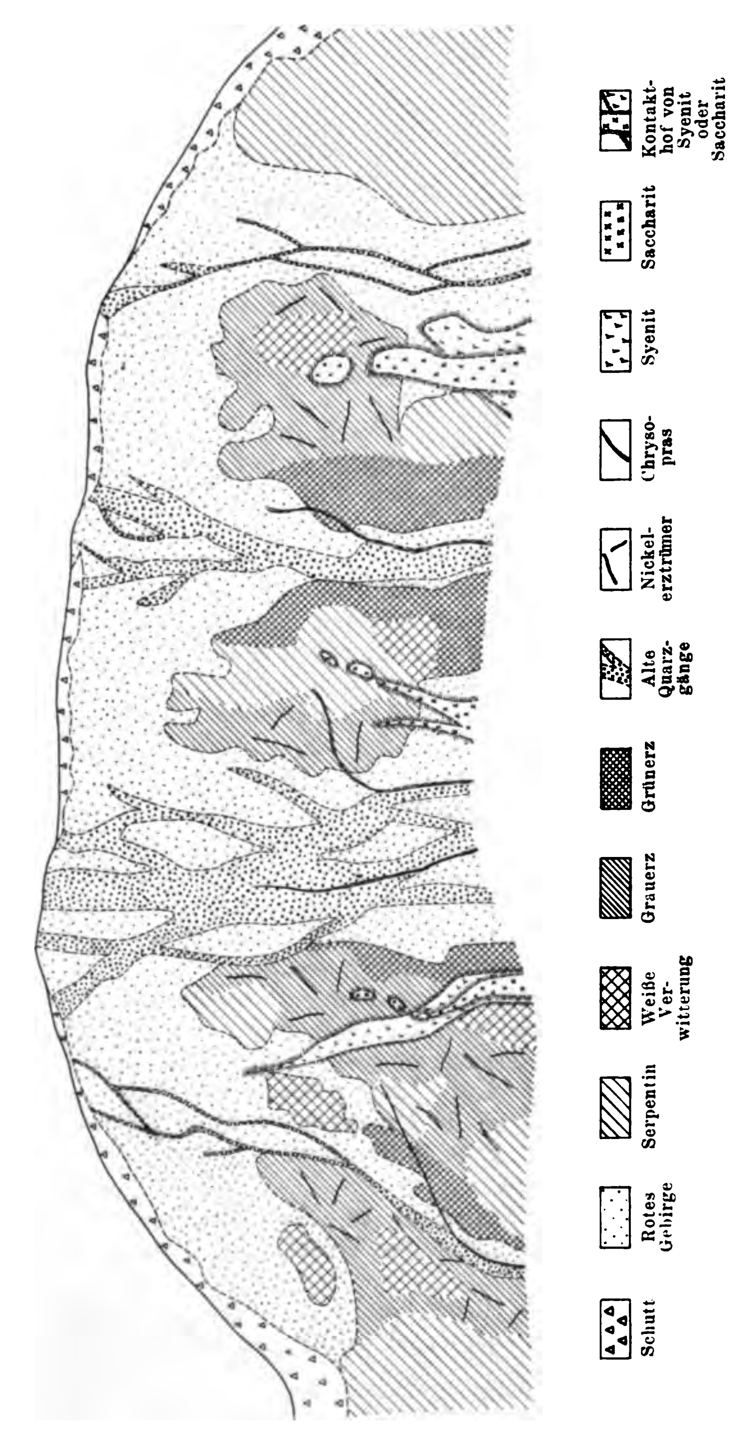


Fig. 109. Schematisches Profil der Nickelerzlagerstätten von Frankenstein i. M. ca. 1:2660. (Nach Krusch.)

Roten Gebirge. Durch vollständigere Verdrängung der Gesteinssubstanz entstehen die weißen Knötchen. Von den charakteristischen weißen Mineralien ist der Kerolith anscheinend jünger als Magnesit, den er verdrängt.

Als Chrysopras bezeichnet man diejenigen jüngeren Chalcedon-Massen, welche durch einen geringen Nickelgehalt lebhaft grün gefärbt sind; es treten außerdem Opal und Prasopal auf; alle genannten sind zum Teil gleichaltrig mit den Nickelerzen, zum Teil älter.

Als Saccharit wird ein weißes, seltener graues Mineralaggregat bezeichnet, über dessen Entstehung die Ansichten bisher auseinandergingen. Während Glocker einen besonderen Feldspat zu erkennen glaubte, stellte Liebisch ein feinkörniges Gemenge von Plagioklaskristallen fest, welches spärliche kleine grüne Hornblenden und blauschwarzen Turmalin enthält. Von Lasaulx und Krusch fanden bei der mikroskopischen Untersuchung weiteren Materials außerdem Orthoklas, Granat, Diopsid, Epidot, Glimmer und wenig Quarz. Eine Analyse ergab 58,9 Proz. SiO_2, 23,5 Proz. Al_2O_3, 5,67 Proz. CaO, 7,42 Proz. Na_2O.

Der Saccharit tritt gangförmig oder apophysenartig im Serpentin und seinen Verwitterungsprodukten auf und wurde im Grubenfelde Benno-Süd mit ca. 50 m Mächtigkeit durchfahren. Nach Krusch ist er ein Spaltungsprodukt des Syenits und zeigt wie dieser Kontakterscheinungen.

Die grünen Nickelerze von Frankenstein stellen wasserhaltige Nickelmagnesiasilikate dar, deren qualitative und quantitative Zusammensetzung eine recht wechselnde ist. Alle enthalten vorzugsweise Kieselsäure, Wasser, Eisenoxydul, Eisenoxyd, Magnesia, viele auch Tonerde. Der Nickelgehalt variiert innerhalb sehr weiter Grenzen.

Man unterscheidet Pimelith mit 2,78—32,66 Proz. NiO, Schuchardit mit 5,16—5,78 Proz. NiO, Garnierit (?) mit bis 38,61 Proz. NiO und das oben skizzierte grüne Knötchenerz. Die braungrün gefärbten „grünen Knötchen" bilden die reichen Erze der Grube.

In den letzten Jahren fand man das Grauerz mit 1—2 Proz. Nickel, eine intensivere Zersetzungsstufe des Serpentins.

Die Nickelerze sind also an die roten Zersetzungszonen des Serpentins, die ihre große Ausdehnung den Quarzgängen verdanken, gebunden.

Wie Bd. I, S. 181 auseinandergesetzt wurde, sind diese Garnieritvorkommen durch unmittelbare Lateralsekretion entstanden und zwar dürften ähnliche Prozesse wie in Neukaledonien tätig gewesen sein, also Zersetzungen, die von der Tagesoberfläche ausgingen und den mit Quarz ausgefüllten Spalten folgten.

Die wirtschaftliche Bedeutung von Frankenstein ist zwar keine große, indessen spielt die schlesische Nickelerzproduktion immerhin eine Rolle.

Man fördert jährlich 10 000—12 000 t ärmeres Erz, welches mit reichem neukaledonischem vermengt und auf den Nickelwerken verhüttet wird.

Riddles in Douglas Co., Oregon.

Literatur.

F. W. Clarke und J. S. Diller, Some Nickel Ores from Oregon. Am. Journ. XXXV, 1888. — B. H. v. Foullon a. a. O. 1892. — W. L. Austin, Nickel, Second Paper. The Nickel-Deposits near Riddles, Oregon. Colorado Scientif. Soc. Denver, 6. Jan. 1896.

Innerhalb eines ziemlich kleinen Feldes von zum Teil serpentinisiertem Saxonit (Olivin-Enstatitgestein, in dem der Olivin 0,26—0,32 und der Enstatit oder Bronzit 0,05 Proz. Nickeloxydul enthält) treten Genthitlagerstätten auf, welche zahlreiche, meist wenig mächtige Kluftausfüllungen bilden und etwas Quarz oder Chrysopras führen. Sie sind auf die Nähe der Tagesoberfläche beschränkt; in den hier vorkommenden losen Schuttablagerungen findet sich ebenfalls Nickelhydrosilikat.

Bei den um das Jahr 1890 ausgeführten Schürfarbeiten zeigte sich die Abnahme der Erzführung schon bei 15 m Tiefe. Das Nebengestein ist teils Serpentin und teils ein nur schwach serpentinisierter Saxonit. Die Nickelsilikatbildung kann hier also nicht das Endprodukt der üblichen Serpentinisierung sein. Auch dieses Gebiet zeigt mächtige Ablagerungen eines unreinen Eisenockers an der Tagesoberfläche. Die von Neukaledonien geschilderte Bildung des Nickelsilikats durch oberflächliche Verwitterung scheint also nach den vorhandenen Beschreibungen auch hier zutreffend zu sein.

Austin (1896) schließt sich übrigens der Thermaltheorie an. Foullon glaubt verschiedene aufeinanderfolgende Bildungsstufen des Erzes nachweisen zu können. Nach ihm erscheinen anfänglich auf den Klüften des Gesteins weißliche bis saftgrüne sehr dünne Beschläge, in denen Kieselsäure, Magnesia, sehr wenig Eisen und etwas Nickel enthalten sind. Durch einen erneuten, also tertiären Prozeß, sollten diese sekundären Absätze wiederum umgelagert werden, um so den Genthit auf den etwas mächtigeren Klüften zu liefern.

Durch einen mehrjährigen, wenig umfangreichen Betrieb wurden bis 1896 ca. 3000 t Erz mit ca. 5 Proz. Nickel produziert. Die Lagerstätte hat aber keine nennenswerte Bedeutung.

Bei Webster in Nordkarolina kommen schmale, nicht abbauwürdige Schnüre von Genthit und Gymnit vor, die von etwas Talk begleitet werden und in einem zum Teil serpentinisierten Dunit auftreten[1]).

Revda oder Revdinsk im Ural in der Umgegend von Jekaterinenburg unterscheidet sich insofern von den oben besprochenen Vorkommen, als die Nickelhydrosilikate in einem Antigoritserpentin auftreten, der nach Foullon aus einem olivinfreien Augitgestein hervorgegangen ist. Das Nebengestein ist an der Oberfläche total aufgelöst und enthält große Mengen von ockrigen Zersetzungsprodukten.

[1]) Clarke und Diller a. a. O. — S. H. Emmons, Eng. and Min. Journ. 1892, S. 476. — P. H. Wurtz, Amer. Ass. Adv. Sc. XII, S. 24 und Am. Journ. Sc. 2, XXVII, S. 24.

Die Lagerstätten haben nur zu kleinen Versuchsarbeiten Veranlassung gegeben, die sich bis zu 50 m Tiefe erstreckten[1]).

Grüne wäßrige Nickelmagnesiasilikate sind auch an vielen anderen Stellen im Serpentin und verwandten Gesteinen bekannt geworden, so beispielsweise in Westaustralien und auf Madagaskar[2]).

Bei Foldal in Norwegen kommt ein dünner Beschlag von Nickelsilikaten auf Speckstein vor[3]).

Man kennt das Mineral weiter auf Absonderungsflächen im Serpentin-Asbest von der Meigern in Oberwallis und als Ueberzug auf Klüften im Chromeisen bei Texas in Lancaster Co., Pennsylvanien; hier tritt auch Nickelsmaragd, d. h. basisches Nickelkarbonat auf. Schließlich ist noch Alt-Orsova in Ungarn zu nennen[4]).

Auch die letztgenannten kleinen Mineralvorkommen weisen auf eine Lateralsekretion aus Peridotiten oder Serpentinen hin.

In den letzteren Jahren sind mehrere Schiffsladungen von hydratischen Nickelmagnesiasilikaten mit 5—7 Proz. Nickel und dem neukaledonischen Erz völlig entsprechend, sowohl von Griechenland wie auch von Ägypten nach einer nordeuropäischen Nickelhütte[5]) exportiert worden. Nähere Daten über die Lagerstätten sind uns nicht bekannt.

Ueber die Nickelproduktion der Welt und deren Verteilung auf die verschiedenen Lagerstättengruppen.

Die industrielle Verwertung des Nickels begann zu Anfang der 1820er Jahre. Die Weltproduktion an metallischem Nickel, bezw. für die erste Zeit an Nickel in Kupfer-Nickel betrug (Bd. I, S. 199):

1906—1910	ca. 80 400 t Nickel	
1901—1905	„ 52 000 „ „	
1896—1900	„ 32 000 „ „	
1891—1895	„ 18 000 „ „	
1881—1890	„ 11 000 „ „	
1871—1880	„ 6 000 „ „	
1861—1870	„ 3 000 „ „	
1851—1860	„ 2 500 „ „	
ca. 1825—1850	„ 2 500 „ „	(?)

Gesamtsumme bis 1910 etwa 207 400 t oder rund 200 000 t Nickel.

Im Jahre 1910 war die Produktion auf 20 100 t Nickel gestiegen.

Der Preis per kg Reinmetall Nickel war:

1900—1911	meist	2,90— 3,25 Mk. per kg
1895—1899	„	ca. 2,50 „ „ „
1893—1894	„	„ 3,50 „ „ „

[1]) Foullon a. a. O. Hier ist auch eine russische Abhandlung von A. Karpinsky, Gorni-Journ. 1891, S. 10 zitiert. — Helmhacker, Berg- u. Hüttenmännische Zeitung 1895, S. 142.

[2]) Villiaume, Berg- u. Hüttenm. Zeitung 1899, S. 380.

[3]) Chr. A. Münster, Archiv f. Math. u. Naturw. 1890, XIV, S. 240.

[4]) Hintzes Lehrbuch der Mineralogie.

[5]) Private Mitteilung an Vogt.

1887—1892	meist	4,40— 5,00	Mk. per kg
1883—1886	„	5,00— 5,50	„ „ „
1879—1882	„	5,50— 8,00	„ „ „
1877—1878	„	7,00—10,00	„ „ „
1876	„	12,00—20,00	„ „ „
1873—1875	„	15,00—20,00	„ „ „
1872	„	ca. 11,00	„ „ „
1867—1871	„	7,50— 8,50	„ „ „

Benutzte Quelle für die ersten Jahre namentlich J. H. L. Vogt, Nikkelforekomster og Nikkelproduktion (Norweg. Geol. Unters. Nr. 6), 1892 und B. Neumann, „Die Metalle“ u. s. w., Halle 1904; für die letzten Jahre die jährlichen statistischen Zusammenstellungen von Blei, Kupfer u. s. w. der Metallgesellschaft u. s. w., Frankfurt a. M.

In den ersten Jahrzehnten — annähernd bis 1840 — wurde Nickel ausschließlich aus Nickelarsenerz (S. 437) und aus den als Nebenprodukt auf einigen Hüttenwerken fallenden Nickelspeisen dargestellt. Die Produktion des Nickels betrug aber damals höchstens 250 t und im Durchschnitt wohl nicht mehr als 100 t jährlich; in den späteren Jahrzehnten sank sie, soweit Arsenerze in Frage kamen, noch tiefer.

Die Verwertung des Nickelmagnetkieses (Bd. I, S. 277—296) begann zu Klefva in Schweden (Bd. I, S. 294) im Jahre 1838 und in Norwegen (Bd. I, S. 290—294) am Schluß der 1840er Jahre. Diese Gruppe von Lagerstätten lieferte von 1850 bis zum Schluß der 1870er Jahre den größten Teil der damaligen Nickelproduktion, und zwar Norwegen in der Mitte der 1870er Jahre ungefähr die Hälfte derselben.

Seit der Entdeckung und der Inangriffnahme der Garnieritlagerstätten von Neukaledonien am Schluß der 1870er Jahre und der Nickelmagnetkiesvorkommen im Sudbury-Felde in Kanada (Bd. I, S. 287—290) um die Mitte der 1880er Jahre hat jeder dieser beiden großen Distrikte ungefähr die Hälfte der Weltnickelproduktion ergeben. Hierzu kommt noch eine geringe Menge von Frankenstein in Schlesien, von Mine la Motte in den Vereinigten Staaten, Schneeberg in Sachsen und von Norwegen, wo die Nickelproduktion in der letzten Zeit gestiegen ist. Die bisherige Gesamtproduktion beträgt etwas über 200 000 t und verteilt sich (bis 1910) in lagerstättenkundlicher Beziehung in folgender Weise:

1. Garnieritgruppe:

Neukaledonien seit 1875	ca. 115 000 t
Frankenstein	ca. 2 500 t
Revda, Riddles u. s. w. zusammen höchstens	1 000 t
Summe	ca. 120 000 t

2. Nickelmagnetkiesgruppe:

Sudbury seit 1885	ca. 80 000 t
Norwegen seit 1848	„ 5 000 t
Klefva in Schweden von 1838/1888 . . .	„ 900 t
Andere Vorkommen zusammen 1000 oder höchstens	2 000 t
Summe	ca. 87 000 t

3. Nickelarsenerz (mit Millerit und Nickelkies) auf Nickel-Arsenerzgängen und als Nebenprodukt auf anderen Erzgängen:

In Summa schätzungsweise nur einige tausend Tonnen und nicht mehr als 4000 t.

4. Metasomatische Lagerstätten, Mine la Motte u. s. w.: Schätzungsweise ca. 1000 t.

Nickel ist ein ausgeprägt basisches Element (Bd. I, S. 142—147). In Uebereinstimmung hiermit finden sich die beiden wichtigsten Nickelerzlagerstättentypen, nämlich die Nickelmagnetkiesgruppe und die Garnieritgruppe, in genetischer Verknüpfung mit basischen Eruptivgesteinen. Es dürfte auch keinem Zweifel unterliegen, daß mehrere der Nickel-Arsen- und Schwefelerzgänge, wie Dobschau und Dillenburg, in enger Beziehung zu basischen Eruptivgesteinen stehen, so daß auch hier der Nickelgehalt der Erzgänge eventuell von dem geringen Nickelgehalt der basischen Magmen abgeleitet werden kann.

Schon zu Anfang des 16. Jahrhunderts begann in Sachsen die fabrikmäßige Herstellung der Blaufarbe, die übrigens schon im Altertum bekannt war. Die Menge war aber verhältnismäßig gering, sie betrug beispielsweise in Sachsen, Preußen, Schweden, Norwegen und den Vereinigten Staaten von 1891 bis 1900 nur 500—600 t Kobaltprodukte jährlich.

Der Inhalt an metallischem Kobalt in Smalte und anderen Kobaltprodukten betrug im 19. Jahrhundert nur etwa 50, höchstens 100—200 t jährlich. Dazu kommt in den letzten Jahren eine bedeutende Produktion von Temiskaming (siehe die Statistik S. 162).

Der Kobaltpreis fiel um die Mitte der 1840er Jahre infolge der Entdeckung des künstlichen Ultramarins. In den letzten Jahren trat ein plötzlicher Preissturz durch die Ausbeutung des kanadischen Silber-Kobaltdistrikts von Temiskaming ein. Der Preis pro kg Kobaltmetall im Erz mit durchschnittlich 5 Proz. Kobalt betrug vor einigen Jahren annähernd 7 Mk.

Die Förderung der Kobalterze verteilt sich hauptsächlich auf die folgenden Lagerstättengruppen:

1. Silber-Kobalt- und Silber-Kobalt-Wismuterzgänge (Temiskaming in Kanada, Schneeberg in Sachsen).

2. Kobalt- oder Kobalt-Nickel-Arsen- (und Schwefel-) Erzgänge, zu ihnen gehören auch die Kobaltrücken (S. 437).

3. Asbolanlagerstätten, hauptsächlich in Neukaledonien (S. 439).

4. Fahlbänder (s. unten), auf denen aber kein Betrieb mehr stattfindet.

Rückblick auf die Genesis der Erzgänge.

In der im Jahre 1791 erschienenen Arbeit „Neue Theorie von der Entstehung der Erzgänge“ führt A. G. Werner (Freiberg), „der Vater der Geologie“, aus, daß die Erzgänge allgemein und insonderheit die ihm

am besten bekannten Gänge von Freiberg, von oben her gefüllt seien. Als Folgerung dieser Deszensionstheorie (Bd. I, S. 180) ergab sich die Annahme von dem allgemeinen Verarmen und Auskeilen der Erzgänge in der Tiefe. Jahrzehnte, ja man kann sagen Menschenalter hindurch übte diese Auffassung, infolge der großen Autorität Werners, einen ungünstigen Einfluß auf die Entwicklung des Erzbergbaus vieler Gebiete aus.

Die Anwendbarkeit und Richtigkeit der Deszensionstheorie ist für einzelne Fälle erwiesen (siehe Bd. I, S. 180 und den folgenden Abschnitt über die Lake-Superior-Eisenerzvorkommen); für die Erklärung der Entstehung der weitaus meisten Erzgänge ist sie jedoch völlig unhaltbar, wie bereits im Jahre 1840 namentlich F. C. v. Beust in einer Arbeit „Kritische Beleuchtung der Wernerschen Gangtheorie" nachwies. — In neuem Gewande ist diese alte Deszensionstheorie auch später häufig wieder aufgetaucht; so vertrat Charles Moore (Rep. of the Brit. Ass. Acad. of Science 1869, S. 360) die Ansicht, daß die Bleiglanzgänge in den karbonischen, rhätischen und liassischen Kalksteingebieten von Nord-Wales und Nord-England von oben her gefüllt seien. — Chr. Münster (1894, Zitat S. 154) erörterte die Möglichkeit, daß das Silber der Kongsberger Gänge aus einer ursprünglich darüber gelagerten paläozoischen, inzwischen durch Abrasion beseitigten Decke stamme. — Viele schwedische Bergleute verfochten noch im letzten Jahrzehnt die Ansicht, daß die schwedischen Eisenerze des Typus Persberg, Långban u. s. w. (Bd. I, S. 375—390) durch Sickerwässer von der jetzigen Oberfläche in die Tiefe transportiert seien. Daraus mußte man folgerichtig schließen, daß die Lagerstätten nach der Tiefe rasch auskeilen.

Die Krusten- und Lagenstruktur der Ausfüllung vieler Erzgänge, die Natur der charakteristischen Gangmineralien Quarz, Kalkspat, Schwerspat, Zeolithe u. s. w., welche aus wäßrigen Lösungen entstanden sein müssen, die Neubildung von Mineralien wie Chlorit, Serizit, Epidot, Kalkspat u. s. w. im Nebengestein, zwangen schon vor einem Menschenalter zu der Annahme, daß die Füllung der gewöhnlichen Erzgänge, wie z. B. im Freiberger oder Clausthaler Distrikt, durch wäßrige, und zwar namentlich durch heiße Lösungen oder Thermen (Thermaltheorie) gebildet worden sei.

Nach unserer bisherigen Kenntnis findet sich auf den Erzgängen nur der sogenannte α-Quarz mit der säulenförmigen Entwicklung und nicht der β-Quarz, welcher in Form von Dihexaedern in den Eruptivgesteinen verbreitet ist. Beim Druck von einer Atmosphäre liegt die Bildungsgrenze dieser beiden Quarzformen bei 570°. Diese Zahl gibt einen ungefähren Anhalt, um welche Höchsttemperaturen es sich bei der Ausfüllung der Erzgänge gehandelt haben wird. Die meisten durch ihre Zeolithführung charakterisierten Gänge dürften bei Temperaturen von 100—200° seltener bis 300° entstanden sein. Im allgemeinen wird es sich also um Temperaturen unterhalb der kritischen Temperatur des Wassers (365°) gehandelt haben.

Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts nahmen die meisten Forscher

an, daß die Lösungen mit ihrem Metallgehalt aus der Tiefe stammen (Aszensionstheorie, Bd. I, S. 180), nur einige Gelehrte wie J. G. Forchhammer (Pogg. Ann. XCI, 1854, S. 568—585 u. Bd. XCV, 1855, S. 60 bis 96) und G. Bischof (Chemische Geologie, 1. Aufl., 1855, II, S. 2109, 2121—2126), vertraten anderseits die Auffassung, daß die Metallgehalte „von der Seite" aus dem Nebengestein ausgelaugt und den Spalten zugeführt worden sind. Diese Lateralsekretionstheorie gewann in den 1870/1880er Jahren in F. v. Sandberger einen ebenso geschickten wie energischen Vertreter. Seine Auffassung wurde jedoch namentlich von A. W. Stelzner in einer langen Diskussion eifrigst und glücklichst bekämpft. Die wichtigsten hierauf bezüglichen Arbeiten sind folgende:

F. v. Sandberger, Zur Theorie der Bildung der Erzgänge. Berg- u. Hüttenm. Zeitung 1877, Nr. 44—45. — Untersuchungen über den Gehalt an schweren und edlen Metallen in Augiten, Hornblenden und Glimmern. Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. 1878. — Ueber die Bildung von Erzgängen mittels Auslaugung des Nebengesteins. Berg- u. Hüttenm. Zeitung 1880, Nr. 38 ff. u. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1880. — Untersuchungen über Erzgänge I, 1882 u. II, 1885. — Neue Beweise für die Abstammung der Erze aus dem Nebengestein. Verhandl. d. phys.-med. Gesellsch. Würzburg 1883. — Ueber die von der k. k. Oesterreichischen Regierung veranlaßten Untersuchungen an den Erzgängen von Přibram. Sitzungsber. d. Würzburger phys.-med. Gesellsch. 1886. — Bemerkungen über den Silbergehalt des Glimmers aus dem Gneise von Schapbach u. s. w. Neues Jahrb. f. Min. 1887, I. — Silberbestimmungen in Glimmern aus Freiberger Gneisen. Untersuchungen über das Nebengestein der Přibramer Erzgänge. Neues Jahrb. f. Min. 1888, I. — Bemerkungen über die Resultate der Untersuchungen von Nebengesteinen der Přibramer Erzgänge. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1888, Nr. 3.

Außerdem: Untersuchungen von Nebengesteinen der Přibramer Gänge mit Rücksicht auf die Lateralsekretionstheorie des Prof. Dr. v. Sandberger; auf Veranlassung des k. k. Ackerbauministeriums in den Jahren 1884—1887 von v. Sandberger, H. B. v. Foullon, A. Patera und C. Mann ausgeführt und in dem Berg- und Hüttenm. Jahrb. d. österr. Bergakad. 1887, XXX veröffentlicht. — Im Anschluß hieran Publikationen von M. Ritter v. Friese, Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1887, XXXV; von J. Gretzmacher, Ebenda 1888, XXXVI; von A. Patera, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1888, Nr. 11. — E. Carthaus, Die Sandbergersche Erzgangtheorie. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 107—112.

A. W. Stelzner, Die über die Bildung der Erzgänge aufgestellten Theorien. Berg- u. Hüttenm. Zeitung 1879, Nr. 3 und Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1879. — Die Lateralsekretionstheorie und ihre Bedeutung für das Přibramer Ganggebiet. Jahrb. d. österr. Bergakademien 1889, XXXVII. — Beiträge zur Entstehung der Freiberger Bleierz- und der erzgebirgischen Zinnerzgänge (posthum erschienen). Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896. Namentlich in den beiden letzteren Arbeiten sind ausführliche Literaturzitate. — F. Kolbeck, Ueber die Untersuchung eines Glimmers durch die trockene Probe (auf Silber). Jahrb. f. d. Berg- u. Hüttenwesen im Königreich Sachsen auf das Jahre 1887, II.

Das häufige Auftreten von Kalkspattrümern im Kalkstein, von Quarzgängchen im Quarzit u. s. w., von Kluftausfüllungen mit Gipsspat in Gipslagern, von Kalkspat- und Zeolithmandeln in vielen Eruptivgesteinen erwies einen Absatz aus wäßrigen Lösungen, welche die betreffenden Bestandteile aus dem unmittelbar angrenzenden Nebengestein auslaugten und später auf Hohlräumen innerhalb des Gesteins wieder absetzten.

In solcher Weise läßt sich, wie schon oben berührt wurde, die Entstehung der Garnieritgänge in den Peridotiten und Serpentinen deuten (siehe S. 439). Aehnlicher Entstehung sind außerdem mehrere Mangan- und Eisenerzgänge (siehe S. 344). Mehrere Forscher deuten auch die von Kalkspat, Zeolithen u. s. w. begleiteten Vorkommen von Gediegen Kupfer in basischen Deckengesteinen in gleicher Weise (siehe S. 424). *Sandberger* und die übrigen extremen Vorkämpfer der Lateralsekretionstheorie gingen jedoch viel weiter, indem sie dieselbe auf die Entstehung selbst der Blei-Silbergänge z. B. im Erzgebirgischen und Přibramer Distrikt, ja sogar der Zinnsteingänge im Granit ausdehnten.

Sandberger glaubte nachgewiesen zu haben, daß die relativ seltenen Schwermetalle, wie Kupfer, Zink, Blei u. s. w., ja sogar Silber in ziemlich nennenswerter Menge besonders in den Eisenmagnesiasilikaten der Eruptivgesteine, Gneise u. s. w. vorkommen. Bei der Zersetzung dieser Silikate sollten dann die Metalle aus den kieselsauren Verbindungen extrahiert und in die Gangspalten geführt worden sein, wo sie in neuen Verbindungen mit Schwefel, Arsen und Antimon wieder zum Absatz gelangten. Er schlug deshalb zur Untersuchung der Erzgänge eine chemische Schürfung vor, nach welcher die betreffenden Gesteine oder deren Mineralien auf den angeblichen Schwermetallgehalt geprüft werden sollten. In der Tat wurde auch durch eine staatliche Kommission eine derartige eingehende Untersuchung um die Mitte der 1880er Jahre in dem österreichischen ärarischen Blei-Silberdistrikt in Přibram vorgenommen, blieb aber ohne jede wirtschaftliche Bedeutung für den Betrieb.

Wie bereits in Bd. I, namentlich S. 143—148 erörtert wurde, ist man zwar aus verschiedenen Gründen berechtigt, den Schluß zu ziehen, daß auch die relativ seltenen Schwermetalle in kleiner Menge in vielen Gesteinen enthalten sind, indessen überschätzte *Sandberger* den prozentischen Anteil bei weitem.

Auch war seine Behauptung, daß die Schwermetalle (Kupfer, Blei, Silber u. s. w.) als konstituierende Bestandteile in den Glimmern, Hornblenden und Augiten aufträten, in der Hauptsache irrig.

Durch die auf *Stelzners* Veranlassung sehr sorgfältig ausgeführten chemischen Untersuchungen wurde festgestellt, daß die betreffenden Glimmer, soweit unsere Analysenmethoden einen Beweis gestatten, sich als *frei von Kupfer, Silber* u. s. w. erwiesen, daß aber häufig eine geringe Menge geschwefelter Erze von den Gangspalten aus in die Haarspalten des Gesteins eingewandert war.

Sandberger hatte diese Erscheinung übersehen und bestimmte deshalb in seinen Analysen nicht die ursprünglichen Schwermetallbestandteile der Gesteine, sondern die aus den Gangspalten eingewanderten kleinen Erzmengen.

Für die australischen Goldquarzgänge stellte J. R. *Don* (The Genesis of certain auriferous Lodes. Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XXVII, 1897) durch zahlreiche Analysen fest, daß das Gold im allgemeinen im *frischen Nebengestein* nicht auf *größerer* Entfernung

von den Gängen nachweisbar ist, sich dagegen häufig als eingewanderter Bestandteil in der Nähe der Erzgänge findet.

Die Lateralsekretionstheorie im Sandbergerschen Sinne ist aus diesen und an anderer Stelle besprochenen Gründen für die Erklärung der Bildung der Silber-Blei-Zink- und Kupfererzgänge unanwendbar.

Eine neue Deutung der Genesis der Erzgänge, die eigentlich eine starke Erweiterung der Lateralsekretionstheorie ist, gab C. R. Van Hise. Seine Hauptarbeiten sind folgende:

C. R. Van Hise, Some Principles Controlling the Deposition of Ore. Transact. Am. Inst. Min. Eng. XXX, for 1900 (und in Genesis of Ore-Deposits 1902, S. 282—432, siehe unten). — A Treatise on Metamorphism. U. St. Geol. Surv. Monogr. XVII, 1904.

In Verbindung hiermit verweisen wir auf die umfassende Diskussion über „Genesis of Ore-Deposits". Sitzung d. Amer. Inst. Min. Inst. zu Washington, Febr. 1900 (gedruckt 1902), mit Abdruck von Fr. Pošepnys, „The Genesis of Ore-Deposits", und mit Beiträgen von C. R. Van Hise, S. F. Emmons, W. H. Weed, W. Lindgren, J. H. L. Vogt, J. F. Kemp, W. P. Blake, T. A. Richard u. a. (806 Seiten und unter dem obigen Haupttitel gedruckt), ferner auf die ebenfalls umfassende Diskussion in der Geological Society of Washington zu Anfang des Jahres 1903, mit Beiträgen von S. F. Emmons, W. H. Weed, J. E. Spurr, W. Lindgren, J. F. Kemp, F. L. Ransome, T. A. Richard, C. R. Van Hise und C. W. Purington, unter dem Titel „Ore-Deposits" wieder abgedruckt aus The Eng. Min. Journ. New York, Mai 1903.

Van Hise teilt die feste Erdkruste nach ihrem Verhalten gegen Druck in verschiedener Tiefe in drei Zonen:

1. Die Bruchzone, in welcher durch Druck Spalten entstehen können.
2. Die Uebergangszone (Zone of fracture and flowage).
3. Die Fließzone (Z. of flowage), in der die Gesteine bei dem außerordentlich hohen Druck ohne Spaltenbildung plastisch umgeformt werden.

Die erste Zone dürfte nach Van Hises Schätzung bis zu einer Tiefe von etwa 10 km reichen. Sie wird sich aber für die verschiedenen Gesteine verschieden berechnen.

Abgesehen von den durch magmatische Ausscheidung und durch Sedimentation entstandenen Erzlagerstätten glaubt Van Hise die Entstehung der sonstigen Erzvorkommen im allgemeinen durch Untergrundwasser erklären zu können, und zwar derart, daß das meteorische Wasser (Regenwasser u. s. w.) zuerst die kleinen Schwermetallgehalte der Gesteine auflöst und dann an anderer Stelle wieder absetzt.

Die Bewegung des Untergrundwassers illustriert Van Hise durch eine Reihe schematischer Bilder, von denen wir hier zwei wiedergeben (Fig. 109 und 110).

Beim Niedersinken des Wassers, welches sogar bis zur Grenze zwischen der ersten und zweiten Zone gelangen kann, wird die Lösung etwas erwärmt und dadurch steigt die Dünnflüssigkeit, die elektrolytische Dissoziation und somit die chemische Einwirkung auf das Nebengestein. Das warme Wasser ist also zur Aufnahme von Schwermetallen u. s. w. besonders geeignet. Wenn dann diese Lösungen später hauptsächlich auf den

mächtigeren Spalten emporsteigen, sollen die gelösten Bestandteile namentlich durch Abnahme von Temperatur und Druck oder durch das Zusammentreffen mit anderen Wässern nach und nach ausgefällt werden, so daß Erzvorkommen entstehen. Auch nach Van Hises Deutung sind demnach die Erzgänge im allgemeinen durch Thermalwässer gebildet, welche die Schwermetalle aus dem Nebengestein in größerer Entfernung des Ganges auslaugten.

Diese Auffassung unterscheidet sich von der Sandbergers dadurch, daß dieser an die Auslaugung des unmittelbar benachbarten Nebengesteins glaubte, während Van Hise die Erzmengen aus Entfernungen von ein oder mehreren Kilometern herleitete.

Zu dieser Hypothese gelangte Van Hise bei dem Studium der Eisenerze des Lake-Superior-Gebietes. Für diesen Fall ist seine Auffassung zutreffend.

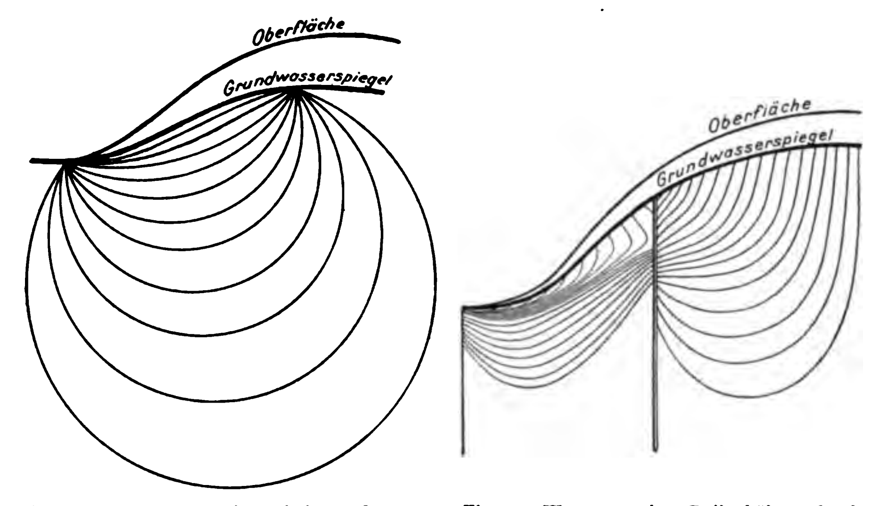


Fig. 109. Wasser an einem höher gelegenen Punkt ein- und an einem niedrigeren austretend.

Fig. 110. Wasser an einer Reihe höherer Punkte ein- und nach Unterbrechung durch zwei offene Kanäle austretend.

In gleicher Weise können in selteneren Fällen andere Gänge und metasomatische Vorkommen namentlich von Eisen- und Manganerzen erklärt werden. Wenn wir auch das Thermalwasser in den meisten Fällen als eine Gefolgeerscheinung eruptiver Vorgänge deuten, so geben wir doch ohne weiteres zu, daß das von oben stammende Sickerwasser diesem Thermalwasser gewisse Bestandteile, wie Kieselsäure, Kohlensäure, Kalk u. s. w. zugeführt haben kann; so leitet man z. B. das Barium des Schwerspates auf einigen deutschen Erzgängen aus dem kleinen Bariumgehalt der Zechstein- oder Buntsandsteinformation ab.

Van Hises neue Theorie ist also für einige Fälle richtig, dagegen können wir ihre Verallgemeinerung auf sämtliche Erzgänge, also auf die Vorkommen von Gold, Silber, Blei, Kupfer, Quecksilber u. s. w. nicht zugeben. Diese Gänge stehen in überaus zahlreichen Fällen in deutlich erkennbarer genetischer Beziehung zu Eruptivvorgängen — die besten diesbezüglichen Beispiele sind die jungen Gold-Silber- und jungen Queck-

silberlagerstätten —, und zwar ist die Bildung der Erzgänge fast unmittelbar nach der magmatischen Eruption erfolgt. Ein derartiger Vorgang läßt sich aber nicht mit Van Hises Theorie in Einklang bringen.

Van Hises Hypothese setzt außerdem eine gewisse Abhängigkeit des Charakters der Erzgänge oder der Erzgangformationen von der chemischen Zusammensetzung des Nebengesteins oder vom geologischen Bau der ganzen Umgebung voraus. Wie wir indessen bei der Besprechung der jungen Gold-Silber- und der alten Blei-Zinkerzgänge erörterten, ist eine solche allgemeine Abhängigkeit weder im kleinen noch im großen Maßstabe vorhanden. Van Hises Hypothese erklärt auch nicht die Erscheinung des häufigen Auftretens der verschiedensten Gangformationen, die chemisch weit voneinander entfernt sein können, innerhalb eines eng-begrenzten Erzfeldes (Gangformationen von Freiberg und Schemnitz).

Nach unserer Auffassung ist für die Zinnsteingänge der überzeugende Beweis erbracht, daß die charakteristischen Elemente Zinn, Wolfram und andere Schwermetalle mit Lithium und Fluor durch eine Art azider Extraktion aus dem Magma ausgezogen wurden (siehe Bd. I, S. 417), und es ist unserer Meinung nach in hohem Grade wahrscheinlich, daß der Schwermetallgehalt (Gold, Silber, Quecksilber, Blei, Zink, Kupfer u. s. w.) der gewöhnlichen Erzgänge in entsprechender Weise konzentriert worden ist (siehe S. 28—30).

Ueber den Absatz der Mineralien auf den Erzgängen. Recht häufig und namentlich auf den Gängen mit sulfidischen Erzen trifft man die reichsten Erzmittel in der Nähe der Gangkreuze an. Diese Erscheinung dürfte darauf beruhen, daß die Wässer der einen Gangspalte Schwermetalle in verdünnter Lösung und die Wässer der anderen das Fällungsmittel, wie z. B. Schwefelwasserstoff, ebenfalls in verdünnter Lösung enthielten. Wenn sich dann die beiden Lösungen begegneten und mischten und das Lösungsprodukt erreicht war, trat die Fällung ein.

Man kann mit Recht annehmen, daß Schwermetallsulfide, wie PbS, Ag_2S u. s. w. nicht als solche in Lösung waren, sondern daß die Kationen (Pb, Ag u. s. w.) in dem einen Lösungsmittel auftraten, während die Anionen (S u. s. w.) in einer zweiten Lösung vorhanden waren.

V. M. Goldschmidt in Kristiania hat darauf hingewiesen, daß man „Die Gesetze der Mineralassoziation vom Standpunkt der Phasenlehre“ (Zeitschr. f. anorg. Chemie Bd. 71, 1911) zur Deutung der Mineralkombination auf den Erzgängen anwenden kann. Er führt aus:

„Ein Beispiel bilden die Silber-Antimon-Sulfosalze. Außer den beiden Einzelverbindungen Silberglanz und Antimonglanz gibt es fünf verschiedene stöchiometrische Verbindungen. Von diesen Mineralien können je zwei nebeneinander stabil sein; in seltenen Fällen treffen wir allerdings drei Mineralien nebeneinander. Die Altersfolge der Mineralien scheint in allen diesen Fällen darauf zu deuten, daß ein in Umwandlung begriffenes System noch vor Erreichung des Gleichgewichtes durch Abkühlung fixiert worden ist.“

„Im allgemeinen können wir also bei n = 2 (d. h. wenn nur zwei Endglieder, wie z. B. Ag_2S und Sb_2S_3 existieren) nur zwei Mineralien erwarten, da ja die Wahrscheinlichkeit nur gering ist, daß während der Kristallisation gerade die Temperatur des Umwandlungspunktes herrscht.

Wir kommen demnach zu dem Satz:

Kann ein Mineral als Additionsprodukt von zwei anderen Mineralien aufgefaßt werden, so wird es nur mit je einem der zwei Einzelmineralien stabil zusammen vorkommen können."

In der Tat treffen wir auf den Erzgängen als gleichzeitige Bildungen häufig z. B. Silberglanz (Ag_2S) und Stephanit ($5\,Ag_2S.\ Sb_2S_3$) — Stephanit und Pyrargyrit ($3\,Ag_2S.\ Sb_2S_3$) — Pyrargyrit und Miargyrit ($Ag_2S.\ Sb_2S_3$) — Miargyrit und Antimonglanz — Bleiglanz und Boulangerit ($5\,PbS.\ 2\,Sb_2S_3$) — Boulangerit und Jamesonit ($2\,PbS.\ Sb_2S_3$) — Zinckenit ($PbS.\ Sb_2S_3$) und Antimonglanz — dagegen nicht die Kombination Silberglanz und Antimonglanz oder Bleiglanz und Antimonglanz.

In entsprechender Weise finden wir häufig zusammen vorkommend: Kupferglanz und Buntkupfererz — oder Kupferkies und Schwefelkies bezw. Magnetkies, dagegen als gleichzeitige Bildungen nicht Kupferglanz und Schwefelkies oder Magnetkies.

Das Studium der paragenetischen Vorgänge wird übrigens in hohem Grade dadurch erschwert, daß die Lösungen auf den Erzgängen häufig wechseln, wie aus der primären Lagenstruktur hervorgeht. Es ist dann oft schwierig oder sogar unmöglich, die gleichzeitig stattfindende Mineralbildung von der aufeinander folgenden streng zu unterscheiden und zu trennen.

Die Physikochemie der Erzgangmineralien ist ein bisher noch fast unerforschtes Gebiet; gerade sie dürfte berufen sein, in der Zukunft Klarheit in die Entstehungsgeschichte komplizierter Gangverhältnisse zu bringen.

Die Erzlager.

Die in Meeren oder Binnenseen abgesetzten Sedimente teilt man bekanntlich ein in:

1. klastische { makroklastische (Konglomerate, Breccien), mikroklastische (Sandsteine), kryptoklastische (Schlammabsätze);
2. organogene { zoogene (Korallenkalk, Muschelkalk u. s. w.), phytogene (Algenkalk, Diatomeenschiefer, Steinkohle u. s. w.);
3. chemische (Steinsalz, Kalisalze, Gips, Eisenocker u. s. w.).

Je nach dem Absatz in geringerer oder größerer Tiefe kann man die jetzigen, hauptsächlich mechanischen Meeresablagerungen in folgender Weise gliedern[1]):

A. Küstenablagerungen:

1. die obere Sandzone (Gerölle, grober Sand u. s. w.),

2. die Zone des feineren Küstensandes bis zu einer Tiefe von etwa 200 m,

3. die Zone des Küstenschlammes oder Schlickes bis zu einer Tiefe von meist 700, gelegentlich auch bis 900 m.

Hier unterscheidet man

a) Blauschlamm, dessen Farbe von Eisensulfid (FeS) herrührt (siehe hierüber die untenstehenden Ausführungen),
b) Grünschlamm,
c) Rotschlamm,
d) vulkanischer Sand und Schlamm,
e) Korallensand und -schlamm.

B. Tiefsee- oder pelagische Ablagerungen in größerer Tiefe, also beginnend bei etwa 700—900 m und bis zu der maximalen bisher beobachteten von rund 9000 m reichend:

1. Tiefe Seesande,
2. organische Schlämme,
   a) Globigerinenschlamm,
   b) Pteropodenschlamm,
   c) Diatomeenschlamm,
   d) Radiolarienschlamm.

---

[1]) E. Kayser, Lehrbuch der allgemeinen Geologie 1909, I.

3. Roter Tiefseeton, besonders stark verbreitet in mehreren tiefen Ozeanen und unter anderem durch eigentümliche konzentrisch-schalige Mangan- und Eisenoxydknollen gekennzeichnet.

Aus physikalisch-chemischen Gründen, die in Beziehung zu Adsorptionserscheinungen stehen, sinkt ein feiner Schlamm in Lösungen, die ein Salz (Elektrolyt) enthalten, erheblich schneller zu Boden, als in reinem Süßwasser. Die feinen, durch die Flüsse ins Meer transportierten tonigen Schlämme sinken deshalb größtenteils nahe der Küste nieder, so daß nur äußerst wenig in die bedeutenderen Ozeantiefen gelangt. Auch in den früheren geologischen Epochen sind aus denselben Ursachen die Küstenablagerungen quantitativ überwiegend, während die eigentlichen pelagischen, aus großen Ozeantiefen stammenden Bildungen nur eine untergeordnetere Rolle spielen.

Wie besonders E. Kohler (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, S. 49—59) betonte, sind die Adsorptionsvorgänge als Faktoren der Lagerstättenbildung und Lithogenesis von hervorragender Bedeutung.

Der Adsorptionsvorgang beruht darauf (W. Ostwald, Grundriß der Kolloidchemie, Dresden 1909), daß an den Berührungsflächen zwischen einem festen Körper, z. B. einem Tonschlamm und einer Lösung sich immer eine andere Konzentration des gelösten Stoffes, z. B. des Kupfervitriols bildet, als inmitten der Lösung. Haben nun bestimmte Salze die Eigenschaft, sich an der Grenzfläche eines suspendierten Körpers ganz besonders zu konzentrieren, so werden sie der Lösung, in der sie vorhanden sind, entzogen. Eine auffallend intensiv adsorbierende Wirkung besitzen gewisse äußerst fein verteilte Körper, die im Verhältnis zum Gewicht eine große Oberfläche haben, wie Holzkohle, Tierkohle, Knochenkohle, Eiweißkörper, viele andere organische Körper, Kieselgur, gelförmige Kieselsäure, Kaolin, Ton u. s. w. Die beiden letztgenannten z. B. wirken ganz erheblich stärker als Quarzsandkörner, die nie unter einer gewissen Korngröße fallen.

Der Vorgang der Adsorption soll durch einige Beispiele erläutert werden:

Filtriert man eine wäßrige 10prozentige Kupfersulfat- oder Bleinitratlösung durch 20—30 g gereinigten Kaolin, so geht eine fast metallfreie Lösung hindurch und die Kupfer- oder Bleimenge wird fast vollständig von dem Kaolin zurückgehalten. — Setzt man zu einer verdünnten Lösung von Kupfersulfat oder Zinkchlorid eine Trübe feinen Kaolins oder Tons, so wird die Schwermetallverbindung von dem Kaolin oder Ton in großer Menge adsorbiert und mit der Trübe zu Boden geschlagen.

Zwischen der adsorbierten Schwermetallverbindung und seinem in Lösung befindlichen Rest herrscht ein Gleichgewicht. Das Niedersinken einer suspendierten Trübe wird nicht nur durch die Salze oder Elektrolyte beschleunigt (siehe oben), sondern die Trübe dürfte auch ihrerseits durch Adsorption die Metallsalze bezw. Metalloxyde ausfällen. Aus einigen Salzen werden nämlich die Metalle z. T. in oxydischer Form (als Basen) von der Trübe adsorbiert, während der Säurerest in die Lösung zurückgeführt wird.

Die verschiedenen adsorbierenden Stoffe, wie Kaolin, Ton, Kohle, organische Substanzen u. s. w., zeigen im allgemeinen eine auswählende oder

spezifische Adsorption, d. h. nur ein oder einige Stoffe werden überhaupt oder in ganz ungewöhnlichem Umfange adsorbiert, alle übrigen nicht oder nur untergeordnet.

So adsorbiert oder sammelt der Ackerboden die Kalisalze in ganz besonderer Weise, während er die Natronsalze in weitgehendem Maße hindurchläßt. Hierher gehört z. B. auch die Aufspeicherung des Jods in gewissen Meeresalgen.

Wir gehen hierbei nicht auf die Frage ein, ob es sich um Adsorption allein oder Adsorption in Verbindung mit chemischer Bindung handelt.

Die Zusammensetzung des Meeressalzes und der auf Jod verarbeiteten Asche von Meerestang (Laminaria digitata) an der norwegischen Meeresküste geht aus folgenden Angaben hervor:

	Na	K	Mg	Ca	Cl	Br	J	SO_3
Meeressalz . . .	30,63	1,10	3,76	1,19	55,23	0,19	[0,02]	7.69
Tangasche . . .	11,87	22,96	2,09	4,12	30,23	—	1.56	9,68

Das Meeressalz ist berechnet nach den Angaben von F. W. Clarke, The Data of Geochemistry, 1908. — Das Meereswasser ergibt durchschnittlich 10—12mal soviel Brom wie Jod (Zitat nach J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol., 1898, S. 228); gestützt hierauf ist oben ca. 0,02 Proz. Jod angegeben.

Die Analyse der Tangasche ist der Durchschnitt von fünf uns zur Verfügung gestellten Analysen des Chemikers H. Bull in Bergen. Eine geringe Menge Brom (ungefähr 0,5 Proz.) wurde nicht bestimmt; der Rest der Analyse ist unlösliches SiO_2, P_2O_5, Fe_2O_3, Al_2O_3 u. s. w.

Im Meeressalz ist ungefähr 2800mal so viel Chlor als Jod und rund 28mal so viel Natrium als Kalium; in der Tangasche ist dagegen rund 20mal so viel Chlor als Jod und doppelt so viel Kalium als Natrium. Es hat also eine 140fache Anreicherung des Jods verglichen mit Chlor und eine 55fache Anreicherung von Kalium verglichen mit Natrium stattgefunden. In entsprechender Weise wird Mangan von der Alge Padina pavonia stark angereichert, so daß die Asche 8,19 Proz. Manganoxyd enthält (J. G. Forchhammer, Ann. des Phys. u. Chem. 1855, Bd. VC, S. 84).

Kupfer wird von lebenden Algen, niederen Tieren, Fischen u. s. w. selbst aus äußerst verdünnten Lösungen aufgenommen. Die Kupferverbindungen sind aber so giftig, daß der Tod eintritt, bevor meßbare Quantitäten aufgespeichert werden können.

Die Bildung von Sulfidmineralien durch Reduktionswirkung von organischer Substanz auf Sulfate ist seit langem bekannt (siehe Bd. 1, S. 129), so hat man beispielsweise auf altem Grubenholz Schwefelkies, in einer Bleizinkgrube auch Zinkblende[1]) angetroffen.

Der Körper einer Maus, der in eine Flasche mit Eisenvitriollösung gebracht war, zeigte sich mit kleinen Kristallen von Schwefelkies überzogen[2]).

[1]) G. Bischof, Lehrbuch der chemischen Geologie 1863, I, S. 559.
[2]) C. W. C. Fuchs, Die künstlich dargestellten Mineralien, S. 55. Haarlem 1872.

Im faulenden Boden der Torfmoore und ähnlicher Sümpfe hat man wiederholt Schwefelkies oder Markasit zum Teil als Umhüllung von Pflanzenresten beobachtet[1]).

J. G. Forchhammer[2]) fand an der Küste von Bornholm Schwefelkies durch die Einwirkung von faulenden Fukusarten (Algen) entstanden. Diese Beobachtung wurde schon von Bischof im Jahre 1862 zur Deutung des Kieses in Alaunschiefer und ähnlichen Schiefern benutzt.

Erwähnenswert ist weiter, daß Schwefelkies und bisweilen auch andere Sulfidmineralien als Versteinerungsmaterial von Orthoceratiten, Ammoniten u. s. w. auftreten. Innerhalb des Kupferschiefers haben die Körper der Ganoidfische (Palaeoniscus u. a.), sowie die Blätter und Früchte von Ullmannia und Voltzia Kupfer- und Silberlösungen reduziert, so daß sich die Sulfide auf ihren Schmelz- und Fruchtschuppen absetzten.

Bei der Aufzählung der rezenten Ablagerungen des Küstenschlammes wurde der in größerer Entfernung vom Ufer und in einer Tiefe zwischen 200 und 700 oder 900, gelegentlich auch bis etwa 1300 m zum Absatz kommende Blauschlamm erwähnt, der aus tonigen Bestandteilen mit bis 0,5 mm großen Quarz- und Feldspatkörnchen u. s. w. besteht. Die Farbe dieses Schlammes rührt von Eisensulfid her, welches durch Schwefelwasserstofffällung erklärt wird. Dieser Schlamm ist besonders am Boden des Schwarzen Meeres in einer Tiefe zwischen 540 und 1290 m erforscht worden[3]).

Bei dem Dredschen bekommt man hier zweierlei Arten sulfidhaltigen Schlammes, nämlich schwarzen und blauen. Ersterer zeigt unter dem Mikroskop Eisensulfid (FeS) teils in Form kleiner isolierter Kügelchen, teils als Imprägnation zwischen den Sandsteinkörnern. Die Kügelchen finden sich unter anderem auch im Innern von Diatomeen. Zuweilen findet man auch nagelförmige Konzentrationen von Doppelschwefeleisen (FeS_2).

Der dunkelblau gefärbte Schlamm enthält viele Diatomeen neben etwas $CaCO_3$ und FeS.

In Beziehung zu dem Sulfidgehalt des Bodenschlammes steht das Vorkommen von etwas Schwefelwasserstoff (H_2S) in dem stagnierenden, nicht durchlüfteten und deshalb an Sauerstoff armem Wasser des Schwarzen Meeres. Er macht sich bereits in einer Tiefe von 140 m bemerkbar, und seine Menge nimmt nach unten stark zu. Man fand in einer Tiefe von 365 m 215, bei 900 m 570 und bei 2200 m 655 cbcm in 100 Litern Meereswasser.

Dieser Schwefelwasserstoff entsteht durch die Reduktion der Sulfate gewisser anaeroben Bakterien, die organische Substanz, nicht aber freien Sauerstoff zu ihrem Leben nötig haben.

---

[1]) Siehe z. B. E. Palla, Rezente Bildung von Markasit im Moore von Marienbad. Neues Jahrb. f. Min. 1887, II, S. 5. — C. Ochsenius, Ganz junge Bildung von Schwefelkies. Ebenda 1898, II, S. 232.

[2]) Zitiert nach Bischof a. a. O. I, S. 926.

[3]) N. Androussow, La mer noire. Guide des excursions du VI. Congrès Geol. internat. St. Petersburg 1897, Nr. 29. — M. Jegunow in Ann. géol. et minér. de la Russie 1897. — Referat Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, S. 105. — Sidorenko, Mém. de la soc. des naturalistes de la nouvelle Russie XXI, 1897, H. 2. — Referat in Neues Jahrb. f. Min. 1900, I, S. 224.

Schwefelwasserstoff kann übrigens auch von Schwefelbakterien herrühren[1]), die bei ihrem Lebensprozeß Schwefel in ihren Zellen abscheiden, der seinerseits durch Sekundärwirkung in Schwefelwasserstoff umgewandelt werden kann.

Auf die Eisenbakterien kommen wir weiter unten zurück.

Von rezenten Ablagerungen, welche die Entstehung der s e d i m e n t ä r e n Erzvorkommen (Bd. I, S. 15, 182—185) erläutern, nennen wir vor allen Dingen:

die mechanischen Ablagerungen von Eisensand, besonders Titaneisensand in Flüssen und am Meeresufer und andere rezente Seifen (siehe hierüber weiter unten).

ferner die chemischen Absätze von Eisen- und Manganoxyden, und besonders die See- und Wiesenerze (S. 471).

endlich die oben besprochenen sulfidhaltigen Blauschlämme.

Wir verweisen außerdem auf die Adsorptionsvorgänge, die Eisen- und die Schwefelbakterien u. s. w.

Besonders die bituminösen Schiefer der verschiedenen Formationen sind überaus häufig durch einen ziemlich hohen Gehalt an geschwefelten Erzen und zwar hauptsächlich an Schwefelkies ausgezeichnet. Namentlich die Alaunschiefer, welche häufig 3—10 Proz. kohlige Substanz neben ungefähr 2—5 Proz. Schwefelkies enthalten, wurden früher in vielen Ländern (Deutschland, Oesterreich, Schweden, Norwegen u. s. w.) zur Darstellung von Alaun benutzt (siehe Alaunerze Bd. I, S. 63). Ein erheblicher Teil des Schwefelkieses dieser Alaunschiefer dürfte primär sein, wenn auch eine kleinere Menge sekundär durch Imprägnation in das Gestein gelangt sein kann. Neben Schwefelkies und mitunter Magnetkies ist im Alaunschiefer ausnahmsweise auch ein geringer Kupfergehalt[2]) nachzuweisen.

Mehrere Forscher[3]) haben mit Recht zur Deutung der organischen Substanz und des Kieses in dem Schiefer auf den oben besprochenen, dieselben Bestandteile enthaltenden rezenten Blauschlamm hingewiesen. Wir gehen auf diese Frage gelegentlich der Besprechung des Kupferschiefers ein.

Die rezenten mechanischen Ablagerungen, wie Eisenerzgerölle, Magneteisen- und Titaneisensand, sowie die rezenten chemischen Absätze in seichtem Wasser, wie z. B. die Seeerze, kennzeichnen sich durch starke Schwankungen ihrer Mächtigkeit. Namentlich zeigen die Seeerzablagerungen diese Eigenschaft. Auch die in größerer Tiefe abgesetzten Erzsedimente dürften in der Regel keine bedeutende Niveau- und Mächtigkeitsbeständigkeit haben.

Die normalen Sedimente, wie Konglomerat, Sandstein, Kalkstein, Tonschiefer u. s. w., die alle, abgesehen von etwas Eisen und Mangan, so gut

---

[1]) F. L a f a r, Handbuch der techn. Mykologie, Bd. III, S. 214—243. Jena 1904—1906.

[2]) F. S l a v i k, Über die Alaun- und Pyritschiefer. Bull. internat. l'Académie des Sciences de Böhmen 1904.

[3]) J. F. P o m p e c k y, Geogn. Jahresheft 1901, Bd. XIV, S. 185 und R. D e l k e s k a m p, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, S. 296.

wie frei von Schwermetallen sind, bilden sich in Meereswasser oder Seewasser von der gewöhnlichen Zusammensetzung. Die Entstehung von Erzsedimenten mit einem nennenswerten Metallgehalt muß also dadurch bedingt worden sein, daß das betreffende Schwermetall oder die Schwermetalle durch besondere Vorgänge dem Meeres- oder Seewasser zugeführt wurden. Eine derartige Zufuhr wird im allgemeinen relativ eng begrenzt sein. Der Absatz der Schwermetallverbindungen dürfte außerdem häufig von lokalen Bedingungen, wie z. B. Meeresströmungen oder Quantität und Qualität der adsorbierenden Trübe beeinflußt werden.

Im allgemeinen dürfen wir also an derartige Erzlager in bezug auf Niveaubeständigkeit nicht dieselben Erwartungen knüpfen wie an die gewöhnlichen erzfreien Sedimente.

Früher faßte man die Konkordanz zu den umgebenden Schichten und die geschichtete oder gebänderte Struktur als hinreichende Beweise für die sedimentäre Entstehung eines Erzlagers auf. Dieselben Kennzeichen treffen wir aber nach den Forschungen der letzten Jahrzehnte auch bei vielen anderen Lagerstättengruppen. Durch Schlierenbildungen, Druckmetamorphose u. s. w. können die magmatischen Erzaussonderungen häufig denselben morphologischen Charakter wie ein Erzsediment erhalten und selbst die magmatisch-intrusiven Kiesvorkommen, deren Typus die norwegischen Kieslagerstätten sind, wurden von mehreren früheren Forschern als Beispiele der Erzsedimentation angesehen.

Die Kontaktlagerstätten, welche in den meisten Fällen durch Kontaktmetasomatose von Kalk entstanden, können, wenn nur bestimmte Lagen umgewandelt wurden, ebenfalls eine geschichtete Struktur erhalten. Auch derartige Lagerstätten wurden früher oftmals als Sedimente betrachtet. Aehnlich liegen die Verhältnisse bei manchen metasomatischen Eisen-Mangan- und Blei-Zinkerzen.

Das Eindringen einer schwermetallhaltigen Lösung kann gelegentlich durch bedeutende Gesteinsstärken erfolgen, die Ausfällung dagegen braucht nur in gewissen Schichten vor sich zu gehen. Sie kann sowohl auf dem Vorhandensein einer reduzierenden kohligen Substanz beruhen als auch in gewissen Fällen, wie E. Kohler (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903) betonte, durch die Ausscheidung der Erzverbindung aus der Lösung mittels Adsorption fein verteilter Kaolin- oder Tonsubstanz, die nur in bestimmten Schichten vertreten ist, bedingt sein.

Es gibt also zahlreiche verschiedene Prozesse, durch welche epigenetische Erzlagerstätten mit geschichteter Struktur entstehen, ja man kann häufig den einwandsfreien Nachweis liefern, daß eine konkordante, geschichtet und gebändert erscheinende Lagerstätte in der Tat epigenetischer Entstehung ist. Viel schwieriger ist es in der Regel, den entscheidenden Beweis für die sedimentäre Natur einer Lagerstätte zu liefern.

Wir erinnern an die langjährige Diskussion über die Entstehung des Kupferschiefers, des Kieslagers am Rammelsberg, der goldhaltigen Konglomerate des Witwatersrandes, der verschiedenen Fahlbänder, vieler Eisenerzlagerstätten im Grundgebirge u. s. w. Bei all diesen Lager-

stätten gibt es heute noch eine größere Anzahl von Fragen, welche noch nicht allgemein befriedigend beantwortet worden sind. — Deshalb ist man gezwungen, in dem Kapitel „Erzlager“ nicht nur unzweifelhafte Sedimente, sondern auch solche Vorkommen abzuhandeln, die zwar im allgemeinen die Haupteigenschaften sedimentärer Lager wie Konkordanz und Schichtung zeigen, deren Genesis aber noch nicht feststeht.

Die tektonischen Störungen (Faltungen, Ueberschiebungen, Verwerfungen u. s. w.) der Erzlager wurden schon im Bd. I, S. 18—33 behandelt. Es ist zu berücksichtigen, daß die Erzlager in gewissen Formationen durch Druck und bisweilen auch durch Kontaktmetamorphose umgewandelt worden sind, bezüglich der letzteren verweisen wir auf Bd. I, S. 346—347.

Ab und zu finden wir bei Erzlagern unabhängig von der Bildung eines Eisernen Hutes oder der Oxydations- und Zementationsprozesse nachträgliche chemische Umlagerungen. Hierzu gehören konkretionäre Bildungen, die wir bei dem Ton- und Kohleneisenstein besprechen. Vor allen Dingen sind hier die großartigen sekundären Stofftransporte zu erörtern, die besonders bei den großen Eisenerzlagerstätten am Lake Superior nachgewiesen wurden.

Die Eisenerzlager.

Chemie der Sedimentation der Eisenerze und der Manganerze.

Die der heutigen Verwitterungszone entstammenden Quellen, Sickerwässer u. s. w. führen im allgemeinen etwas Eisen, Mangan, Kalk, Magnesia, Tonerde und Alkalien neben mehr oder weniger Kohlensäure, Kieselsäure, Phosphorsäure, Schwefelsäure u. s. w. in dünnen Lösungen. Das Eisen tritt in diesen hauptsächlich als Oxydul (oder als Ferrokation) und nur untergeordnet als Oxyd (Ferrikation) auf, das Mangan findet sich nur als Oxydul (Manganokation) und nicht als Oxyd (Manganikation). Zu diesen Verbindungen gesellt sich namentlich bei den Wässern der Moraste mehr oder weniger Humussäure, auf die wir später zurückkommen (S. 471).

Tritt eine Quelle ohne Humussäure oder andere organische Beimischungen zutage, so wird der Luftsauerstoff eine Oxydation bewirken, während sich gleichzeitig die aufgelöste Kohlensäure verflüchtigt. Liegt eine Lösung mit relativ viel Eisen, etwas Mangan u. s. w., dagegen mit relativ wenig Kalk und Magnesia vor, so finden die Absätze in der folgenden Reihenfolge statt:

I. Zuerst scheidet sich die Hauptmasse des Eisens hauptsächlich als Oxydhydrat aus und gleichzeitig hiermit fällt ziemlich viel von der gelösten Kieselsäuremenge, außerdem Phosphorsäure und Arsensäure, dagegen relativ wenig Mangan, Kalk und Magnesia aus. Bei dieser ersten Etappe wird auch die Hauptmenge des mechanisch in der Lösung vorhandenen Schlammes abgesetzt.

II. Später scheidet sich die Hauptmenge des Mangans besonders als Hyperoxyd (MnO_2) oder dessen Hydrat ab.

III. Zum Schluß erfolgt, wenn man Bikarbonatlösungen voraussetzt, durch die Verdunstung der Kohlensäure der Absatz der Karbonate, besonders von Kalk und Magnesia.

Zur Erläuterung dient die folgende graphische Darstellung, auf welcher der Nullpunkt links den Beginn der oxydischen Einwirkung, die Abszisse die Zeit vom Beginn der Ausfällung und die Ordinate die Menge der verschiedenen Niederschläge bezeichnet (Fig. 111).

Diese Darstellung bezieht sich hauptsächlich auf die von Berzelius, Bischof, Bromeis und Ewald, Fresenius, Justus Roth u. a. ausgeführten Analysen von Quellabsätzen in verschiedenen Abständen vor dem „Mundloch". Ueber Literatur siehe die Bearbeitung von Vogt in Salten og Ranen 1890/1891, S. 139—156 und in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 226—227, aus der die untere Figur stammt.

Eisenoxydul oxydiert sich relativ schnell zu Oxyd, welches aus neutraler oder schwach saurer Lösung abgeschieden wird, hierbei schlägt sich zugleich viel Kieselsäure und Phosphorsäure nieder. Die Manganoxydulsalze werden

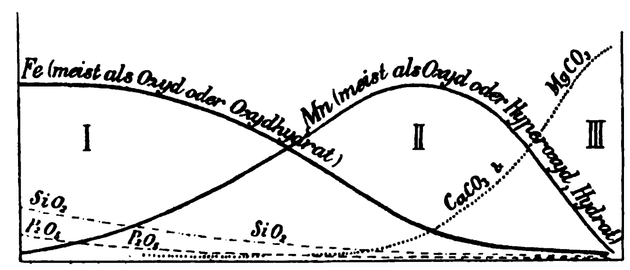


Fig. 111. Graphische Darstellung der oxydischen Ausfällung aus Eisen- und Manganlösungen. Bild der Absatzfolge I, II, III. (Nach Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 227.)

im Gegensatz hierzu in saurer Lösung nicht oxydiert, in neutraler oder schwach basischer dagegen findet nach und nach eine Oxydation statt.

Bei diesen Vorgängen handelt es sich also um die oxydische, rein anorganische Ausfällung.

Bei der neutralen bezw. reduzierenden Ausfällung besonders durch Verdunstung der Kohlensäure aus Lösungen mit Eisen- und Manganoxydul-Bikarbonat ist der Vorgang dagegen ein wesentlich anderer, weil hier $FeCO_3$ und $MnCO_3$ annähernd gleichzeitig und gemeinsam abgeschieden werden. Als Beispiel können die meist durch einen nennenswerten Mangangehalt charakterisierten Spateisensteingänge dienen.

Bei der Beziehung zwischen Eisen und Mangan ist demnach hervorzuheben, daß beide bei der neutralen oder reduzierenden Ausfällung gleichzeitig, bei der oxydischen dagegen getrennt zur Abscheidung gelangen und zwar zuerst Eisen mit etwas Mangan, später Mangan mit etwas Eisen.

Hierfür gibt es zahlreiche Beispiele unter den Erzlagerstätten. — So gehören hierher die Absätze von Eisen- und Manganocker, wie z. B. das unten (S. 473) besprochene Vorkommen von Glitrevand in Norwegen, bei welchem in der Nähe der Quellenmündung hauptsächlich Eisenocker mit Tonschlamm, gelartige Kieselsäure und relativ viel Phosphorsäure, in größerer Entfernung von ihr dagegen überwiegend Manganocker neben

relativ wenig Eisen, wenig gelartiger Kieselsäure und Phosphorsäure abgesetzt sind. Bei vielen Vorkommen im Eisenglimmerschiefer oder Itabirit im nördlichen Norwegen sowohl wie in Brasilien läßt sich ein getrennter Absatz einerseits von manganarmem Eisenerz und anderseits von Manganerz mit mehr oder weniger Eisen nachweisen. Wir verweisen außerdem auf die spätere Beschreibung der manganhaltigen Seeerze.

In den Gesteinen der Erdkruste ist Eisen das meist verbreitete Schwermetall; in zweiter Linie folgt Mangan (Bd. I, S. 138, 142). Das Verhältnis in den Gesteinen beträgt durchschnittlich 1 Teil Mangan zu 40—70 Teilen Eisen. Erst viel untergeordneter folgen Chrom, Nickel, Kobalt u. s. w. — Eisen und Mangan gehen bei den Verwitterungs- oder Zersetzungsprozessen ungefähr gleich leicht in Lösung. Aus diesem Grunde spielt Mangan im allgemeinen eine mehr oder weniger hervortretende Rolle auf den durch hydrochemische Vorgänge entstandenen Eisenerzlagerstätten, und man kann eine kontinuierliche Reihe der Uebergänge zwischen den sedimentären Eisen- und den Manganerzlagerstätten aufstellen.

In den letzten Jahren wurden rund 140 Mill. t Eisenerz mit durchschnittlich ca. 46 Proz. Eisen und 1—2 Proz. Mangan gegen 1,6 Mill. t Manganerz mit rund 50 Proz. Mangan und wenigen Prozent Eisen gefördert. Das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan der gesamten Erzförderung stimmt also annähernd mit demjenigen in den Gesteinen der Erdkruste überein. Im einzelnen finden wir allerdings etwas mehr Mangan in der Erzförderung, weil die Manganerze und die manganreichen Eisenerze wertvoller sind als die gewöhnlichen Eisenerze.

Im Gegensatz zu Mangan fehlen Chrom, Nickel, Kobalt, Zinn u. s. w. fast völlig in den sedimentären Eisenerzlagerstätten, höchstens sind sie ab und zu in Spuren vorhanden. Das beruht zunächst auf ihrer viel spärlicheren Verbreitung in den Gesteinen; es ist dabei jedoch weiter zu berücksichtigen, daß Chrom sich vorzugsweise in Peridotiten und ihnen nahestehenden Gesteinen findet, wo es im wesentlichen im schwer angreifbaren Spinell (Picotit) enthalten ist. Für Nickel kommt außerdem in Betracht, daß das Metall, wie die Erfahrung bei den Garnieritlagerstätten lehrt, ziemlich schnell ausgeschieden wird, wenn es sich in einer kieselsäurehaltigen Lösung befindet. Kobalt steht in chemischer Beziehung Eisen und Mangan näher als Nickel; es tritt in den Asbolanablagerungen (siehe S. 440, 444) auf, welche sich eng an die Manganvorkommen anschließen.

Einige sedimentäre Eisenerzlagerstätten, wie die Ton- und Kohleneisensteine, enthalten erhebliche Beimischungen eines tonigen Schlammes. Zahlreiche sedimentäre Eisenerze haben dagegen nur einen kleinen Al_2O_3-Gehalt, der auf einer geringen Tonschlammbeimengung beruht.

Meist sind die sedimentären Eisenerze mit mehr oder weniger SiO_2, etwas CaO, MgO und Al_2O_3 vermengt, und zwar bilden CaO und MgO teils Silikate, teils Karbonate. Alkalien sind nur spärlich vertreten und Titansäure fehlt in der Regel vollkommen; dagegen kommt Phosphorsäure immer und häufiger in größeren Mengen vor (siehe oben S. 469 und das folgende Kapitel über Seeerze).

Die See- und Wiesenerze.

Literatur.

Hauptarbeiten: F. M. Stappf, Über die Entstehung der Seeerze. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1866, Bd. XVIII und in Jernkontorets Annaler. Stockholm 1865. — Ossian Aschan, Die Humusstoffe ... und ihre Bedeutung für die Bildung der Seeerze. Helsingfors 1906; Auszug in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907, S. 56—62. — Ferner für Fennoskandia: A. E. Arppe, Finska Vet.-Soc. Förh. XI, 1868—1869. — C. E. Bergstrand, Über Vivianit in Eisenocker u. s. w.; Geol. Fören. Förh. II, 1875. — A. F. Thoreld, Fragen bezüglich der Regenerationszeit der Seeerze. Ebenda III, 1876. — A. W. Cronquist, Seeerze in Södermanland. Ebenda V, 1881 und Eisenocker in Helsingland VIII, 1886. — Johs. Aschan, Über manganreiche Seeerze in Finnland. Teknikern, Helsingfors 1906. — J. H. L. Vogt, Über Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906. — Ferner sein noch nicht gedrucktes Manuskript über die manganreichen Seeerze in Storsjöen, Nordre Odalen in Norwegen.

F. Senft, Die Torf- und Limonitbildungen u. s. w. Leipzig 1862. — van Bemmelen, Über Siderit und Vivianit in Wiesenerzen u. s. w. Arch. Néerlandaises 1896, XXX und Zeitschr. f. anorg. Chemie 1900, XXII; hier auch Zitat anderer holländischer Forscher. — Gaertner, Vivianit und Eisenspat in mecklenburgischen Mooren. Arch. des Ver. der Freunde der Naturgesch. Mecklenburg 1897, LI. — P. H. Griffin, The Manufacture of Charcoal-Iron from the Bog- and Lake-Ores of the Three Rivers District (Canada). Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1892, XXI. — Über die sonstige amerikanische Literatur siehe J. F. Kemp, The Ore Deposits of the United States and Canada. — H. Molisch (Prof. der Botanik, Wien), Die Pflanze in ihren Beziehungen zum Eisen. Jena 1892.

Die See- und Wiesenerze enthalten in den meisten Fällen viel Eisen neben wenig Mangan, bisweilen ist der Eisengehalt gleich dem Mangangehalt und seltener überwiegt Mangan.

Zwischen den beiden Extremen gibt es allmähliche Uebergänge. Wir werden deshalb die Eisen-See- und -Wiesenerze und die Mangan-See- und -Wiesenerze gemeinschaftlich behandeln.

Die Seeerze treten in seichten Seen, und zwar nach der finnländischen und skandinavischen Erfahrung besonders in einer Tiefe zwischen 1 und 5 m und nur selten bis 10 m und darüber auf; in weniger als 1 m Tiefe, also unmittelbar am Ufer wurden sie nicht beobachtet.

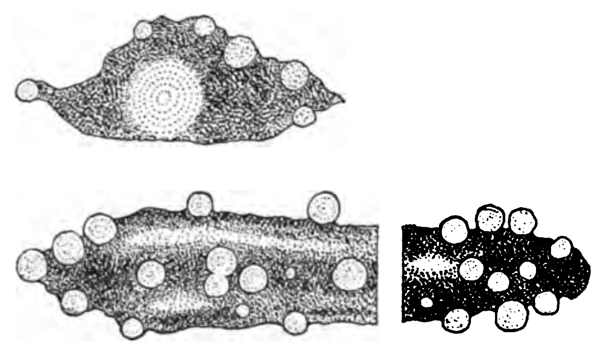
Die Wiesen- oder Rasenerze finden sich, wie der Name sagt, in Wiesen, Morästen oder anderen sumpfigen Niederungen mit stagnierendem Wasser, in dem sie auch entstanden. Ab und zu findet man in Wiesen auch Seeerze trocken gelegter Seen. — Die verbreitetsten, an Mangan ziemlich armen Seeerze ergeben in der Regel eine charakteristische oolithische oder pisolithische, konzentrisch-schalige Struktur; das Erz besteht im wesentlichen aus ziemlich festen Kugeln von 2—7 mm Durchmesser. Von dieser Struktur rührt die schwedische Bezeichnung Bohnen- oder Erbsen- oder Pulver- (Schwarzpulver-) Erz her.

Besonders verbreitet ist das Erbsenerz mit fast durchgehend gleichmäßigen Kügelchen von Erbsengröße. Sind mehrere derselben durch Eisenocker zu kleinen kreisförmigen Platten verkittet, so entsteht das Penningerz (Penning, schwedisches Wort für Geldstück). Häufig bildet

das Erz Umkrustungen von Pflanzenresten. Oft findet es sich auch in etwas größeren zusammenhängenden Scherben (schwedisch Skräggerz). Die Erbsen und Bohnen u. s. w. sind teils in Ton gebettet, teils liegen sie frei und bilden mehr oder minder zusammenhängende Massen. Die Mächtigkeit der Erzlager beträgt meist 1 oder einige Dezimeter, selten 0,5 m oder etwas darüber. Bei der Baggerung wird der den Erbsen u. s. w. anhaftende Ton leicht fortgespült.

Bisweilen finden sich zusammen mit den ockergelbbraunen, manganarmen Erzen auch dunklere an Manganhyperoxyd reiche, häufig mulmige und leicht zerreibliche Massen von wechselnder (Stecknadelkopf- bis Ei-) Korngröße.

Ab und zu, wie z. B. in dem Storsjö (= Großer See) in Nordre Odalen im südöstlichen Norwegen, sind die gelbbraunen, manganarmen Erbsen durch ein hartes, dunkles, an eisenhaltigem Manganhyperoxyd sehr reiches Bindemittel verkittet (Fig. 112), und es läßt sich in solchen Fällen



Das licht Punktierte (meist Kügelchen) ist manganarmer Eisenocker, das dunkel Punktierte ist eisenhaltiges Manganhyperoxyd. — Natürliche Größe.

Fig. 112. Scheiben von Seeerz aus Storsjö. (Nach Vogt.)

(nach Vogt) eine bestimmte Altersfolge der Ausfällungen feststellen, und zwar zuerst Eisen und wenig Mangan, später Mangan neben mehr oder minder Eisen. Diese Erscheinung ist ziemlich häufig zu beobachten.

Es wird besonders in älteren Lehrbüchern öfter behauptet, daß die ausgebaggerten Seeerze sich im Laufe von etwa 20—30 Jahren wieder neu bilden sollen. Die Erneuerung dürfte jedoch, nach neueren Untersuchungen, in der Regel eine erheblich längere Zeit in Anspruch nehmen.

Die gewöhnlichen, meist stark kavernösen, häufig ziemlich harten, bisweilen aber auch erdigen Wiesenerze (Raseneisensteine), mit überwiegend Eisen neben wenig Mangan, sind meist stark durch Ton, Pflanzenreste u. s. w. verunreinigt. Besonders reichlich finden sich die Wiesenerze unmittelbar unterhalb der Torfdecke. — Diejenigen Bildungen, die in Deutschland als „Eisenortstein“[1]) oder „Klump“ bezeichnet werden, nähern sich in chemisch-geologischer Beziehung den Wiesenerzen, sind jedoch mit diesen nicht völlig zu identifizieren.

[1]) Detailbeschreibung mit Literaturverzeichnis findet sich bei M. Münst, Ortsteinstudien im oberen Murgtal, Schwarzwald. Inaug.-Diss. Tübingen 1910.

Auch die Wiesenerze haben häufig einen beträchtlichen Mangangehalt und gehen allmählich in die Manganwiesenerze über.

Als Beispiel der letzteren erwähnen wir das von Vogt (a. a. O.) beschriebene Vorkommen von Glitrevand in der Nähe von Drammen im südlichen Norwegen. — In morastigen Tälern innerhalb eines sehr großen Gebietes von Quarzporphyr liegt (Fig. 113) eine meist 0,75—1 m, lokal bis 2,75 m mächtige Decke von löcherigem Wad, das in der Nähe der Grenze gegen das anstehende Gestein durch ziemlich viel Eisenocker verunreinigt ist (siehe die Analysen Nr. 3 a, 3 b). — In der eben zitierten Abhandlung wird eine längere Reihe entsprechender Vorkommen von Manganwiesenerz aus verschiedenen Ländern aufgezählt.

In Fennoskandinavia treten die See- und Wiesenerze besonders häufig in Gebieten auf, wo Granit oder Gneis vorherrschen; sie sind also nicht mit Vorliebe an Gebiete mit basischen, eisenreicheren Gesteinen geknüpft.

Die Seeerze finden sich besonders reichlich in Finnland, dem „Land der Tausend Seen", und in Schweden und Norwegen, aber auch in Deutsch-

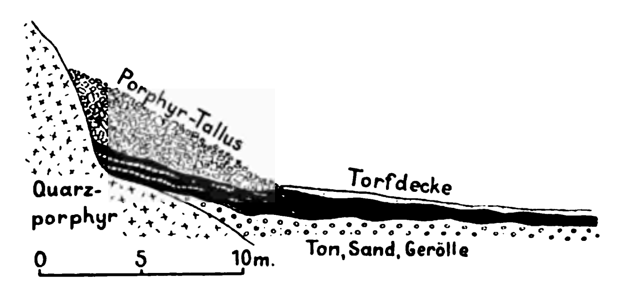


Fig. 113. Manganwiesenerzlager im Borviktal bei Glitrevand. (Nach Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906.)

land und hier besonders in den Seen der Diluviallandschaft der norddeutschen Ebene (siehe über die zahlreichen Lokalitäten v. Dechen, 2. Aufl. von W. Bruhns, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche 1906, S. 467—471). Andere Vorkommen liegen in Holland, Belgien, Rußland (für diese Länder siehe The Iron Ore Resources of the World, Stockholm 1910), in den Vereinigten Staaten und Canada (siehe J. F. Kemp, a. a. O.), in Afrika, Australien u. s. w. — Die Lagerstätten treten also sowohl in der arktischen und temperierten als auch in der tropischen Zone auf. Auch die Wiesenerze sind über die ganze Welt verbreitet.

Obgleich die Seeerze in Nordeuropa nur in der — geologisch gesprochen — recht kurzen Periode seit der Eiszeit abgelagert sind, handelt es sich bei den freilich meist wenig mächtigen, aber weit ausgedehnten Lagern häufig um ganz erhebliche Erzmengen. So sind beispielsweise in Finnland in den 50 Jahren von 1858—1908 ungefähr $2^1/_4$ Mill. t Seeerz (2 262 650 t) gebaggert worden; hierzu kommt die Produktion der früheren Jahrhunderte. Nebenbei bemerken wir, daß nach Ossian

A s c h a n durch die finnländischen Flüsse jährlich ca. 1,4 Mill. t (!) Humussole in die Ostsee transportiert werden.

Zur näheren Erläuterung geben wir eine Auswahl von Analysen:

	Schwedische Seeerze			Finnische Seeerze					Manganwiesenerz			Blauerde Wemdalen	
	Min.	Max.	Mittel						Glitrevand		Nevada		
	1a	1b	1c	2a	2b	2c	2d	2e	3a	3b	4	5a	5b
Fe_2O_3	43,2 —	75,7	62,6	69,5	57,0	67.7	26,3	20,5	15,2	2,7	3,3	43.2	43,2
Mn_2O_3	0,5 —	34,7	5,6	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	2,1
MnO_2	—	—	—	3,3	7,9	9,6	32,9	40,3	58,6	80,6	80,4²)	—	—
SiO_2	5,5 —	41,3	12,6	8,7	14,4	7,1	19,3	12,9	7,4	1,1	1,7	10,6	8,5
Al_2O_3	1,2 —	7,9	3,6	1,9	3,2	2,0	0,9	1,1	0,9	—	0,3	—	—
CaO	0,3 —	3,1	1,4	0,5	0,4	0,4	—	0,8	2,2	wenig	3,4	1,5	1,8
MgO	0,02 —	0,7	0,19	0,4	Sp.	Sp.	—	0,3	0,3	Sp.	1,3	0,03	0,6
P_2O_5	0,05 —	1,21	0,48	1,25	1,4	0,77	0,45	0,53	0,03	0,10	Null	7,01	9,64
SO_3	Sp. —	0,4	0,07	—	—	—	—	—	0,15¹)	0,07¹)	—	—	—
Glühv.	7,6 —	17,8	13,5	12,9	15,2	12,6	17,8	21,9	—	—	4,2	36,6	33.7
Sum.	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	98,97	100,6	99,69
Fe	--	—	43,8	48,6	39,9	47,4	18,4	14,3	10,6	1,9	2,3	30,2	30,2
Mn	—	—	4,3	2,1	5,0	6,1	20,8	25,5	37,2	51,0	50,9	1,3	1,6
P	—	--	0,21	0,55	0,62	0,33	0,19	0,23	0,013	0,04	—	3,1	4,2

No 1 a, b, c; Minimum, Maximum und Durchschnitt von 30 Analysen von Seeerzen und 2 Analysen von Wiesenerzen, von Schweden (nach S v a n b e r g, siehe S t a p f f a. a. O.). — No 2 a—e, eine Auswahl aus 18 Analysen von Seeerzen (nach J o h s. A s c h a n a. a. O.; siehe auch Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 223). — No 3 a, b von Glitrevand, nach V o g t, siehe Fig. 113: 3 a Manganocker mit etwas Eisenocker ca. 10 m von der Felsenwand entfernt; 3 b in noch größerer Entfernung; reines Manganocker; ¹) ist S; dabei bezw. 1,94 und 2,40 Proz. Zn. — No 4, von Galconda, Nevada, nach P e n r o s e, Journ. of Geol. I, 1893. Dabei: 5,65 Proz. BaO (!), 2,78 Proz. WO_3 (!), 0,35 Proz. K_2O; ²) ist 65,66 Proz. MnO + 10,31 Proz. „disponibles" O. — No 5 a, b; Blauerde (unreiner Vivianit) von Wemdalen in Schweden; nach C r o n q u i s t a. a. O. — Das Mangan wird in den obigen Analysen bald als Mn_2O_3 und bald als MnO_2 angegeben. In der Tat ergeben mehrere Analysen der Oxydationsstufe (siehe z. B. No 4), daß das Mangan hauptsächlich als MnO_2 vorliegt, freilich häufig mit einer recht geringen Beimischung eines niedrigeren Oxyds.

Außer Eisen als Oxyd, und zwar hauptsächlich als gelartiger Limonit, ist bisweilen auch etwas Oxydul nachgewiesen, sogar kristallisierter Eisenspat wurde allerdings ganz ausnahmsweise festgestellt; das Oxydul dürfte nach v. B e m m e l e n sekundär durch Reduktion von Organismen aus dem Oxyd entstanden sein. — Der überwiegende Teil der Kieselsäure ist leicht in Säuren löslich. Mechanische Beimischung von Quarz, Feldspat u. s. w. spielt bei den Seeerzen, nach mikroskopischen Untersuchungen von V o g t, im allgemeinen nur eine recht untergeordnete Rolle. Die alte Auffassung, daß im Kern der Seeerzoolithe immer ein Körnchen von Sand od. dgl. sitzt, ist nach V o g t sehr fraglich.

Die See- und Wiesenerze haben einen charakteristischen Gehalt von Phosphorsäure; eine Ausnahme scheinen jedoch die manganreichen Varietäten zu bilden (siehe die Analysen 3—4). — Ferner sind Vd, Ti, Cr, Mo, Ni, Co, Zn, As, Cl u. s. w. hie und da nachgewiesen.

Der Eisengehalt in luftgetrocknetem, manganarmen Seeerz beträgt meist 38—42 Proz., bisweilen sogar 47 bis 49 Proz. — Ueber die kontinuierlichen Uebergänge zwischen den beiden extremen Gliedern, einerseits mit überwiegend Eisen (Verhältnis ca. 99 Fe : 1 Mn) und anderseits mit überwiegend Mangan (bis 3,6 Fe : 96,4 Mn), siehe Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 223.

Die Genesis der Seeerze ist seit langem diskutiert worden. — C. G. Ehrenberg (Berlin) glaubte die Seeerze als Absätze von Algen oder Diatomeen, besonders einer Gattung Gallionella ferruginea, die namentlich Eisenoxydhydrat in ihren Zellen ablagern sollte, deuten zu können (Pogg. Ann., XXXVIII, 1836); diese Annahme hat sich jedoch nicht als richtig erwiesen. — Nach jüngeren Forschungen, so namentlich des Bakteriologen S. Winogradsky in St. Petersburg (Botan. Zeitg. 1888, Bd. 46, S. 261) gibt es besondere „Eisenbakterien", die in ihrer Hülle aus eisenoxydulhaltigem Wasser bei ihrem Lebensprozeß Eisenoxyd mit etwas Manganoxyd abscheiden. Er glaubte in dieser Weise die See- und Wiesenerze erklären zu können. — Diese Eisenbakterien sind später namentlich von H. Molisch[1]) in Wien erforscht worden. Es ist zwar mit Sicherheit festgestellt, daß sie Eisenoxyd abscheiden, ihre Rolle bei der Bildung der Eisenerze scheint aber ziemlich unwesentlich zu sein; so konnte Molisch bei der Untersuchung vieler See- oder Wiesenerze Eisenbakterien nur in drei Proben nachweisen.

Schon seit Jahren hat man die Entstehung der gewöhnlichen See- und Wiesenerze in Verbindung mit Humussäure gebracht. Dieser Vorgang wurde kürzlich sehr eingehend von Ossian Aschan in Helsingfors studiert. — Die verschiedenen Humusstoffe (die sogenannte Humussole, bestehend aus ca. 50 Proz. C, 43 Proz. O, 4,5 Proz. H, 2 Proz. N, etwas P und S), die sich in morastigem Wasser in ganz erheblicher Menge bilden, befördern die chemische Zerstörung der Gesteine. Diese Humussole wird nicht von Eisenoxydul-, sondern von Eisenoxydsalzen gefällt. Wenn eine ferrosalzhaltige Lösung mit einer humussolehaltigen zusammen kommt, entsteht zuerst lösliches Ferrohumat, welches durch Oxydation nach und nach in Ferrihumat übergeht. Dieses wird z. T. sofort abgeschieden und bildet die dünnen, oft irisierenden Oberflächenhäutchen, welche ein Quellwasser als eisenhaltig zu charakterisieren pflegen. Ein Teil des Ferrihumats bleibt vorläufig in kolloidaler Lösung, dem Wasser eine hellere oder dunklere Farbe verleihend, und wird damit zu dem nächsten Wasserlauf transportiert, um dann nach und nach abgesetzt zu werden. — Die im Wasser der Binnenseen aufgelöste Menge von Sauerstoff ist reichlich genügend, um das lösliche Ferrohumat zu unlöslichem Ferrihumat zu oxy-

[1]) Die Pflanze in ihren Beziehungen zum Eisen. Jena 1892. — Die Eisenbakterien. Jena 1910.

dieren. — Das abgeschiedene Ferrihumat, das von niederen Organismen zersetzt werden kann, wird nach und nach zerstört, so daß Eisenoxyd zurückbleibt.

Daß die gewöhnlichen See- und Wiesenerze im wesentlichen nach diesem Vorgang entstanden sind, ergibt sich nach Aschan aus dem Nachweis von Resten der Humusstoffe in allen untersuchten finnländischen Seeerzen. — Die in den Seeerzen immer und zwar meist recht reichlich vorhandene Menge von Phosphorsäure dürfte aus dem Phosphorgehalt der Humussole herrühren. — Die kugelig-schalige Struktur der Seeerze beruht mutmaßlich auf dem Koagulieren des Ferrihumats, verbunden mit der langsamen Zerstörung durch niedrige Organismen (nach Aschan).

Mit der Entstehung der Seeerze ist auch der oftmals in hohem Grade lästige Absatz von Eisenocker in Wasserleitungsröhren zu vergleichen. Hier finden sich häufig fadenförmige Eisenbakterien.

Auch rein anorganisch-chemische Vorgänge dürften häufiger bei der Ablagerung der fraglichen Erze mitgespielt haben, ja mitunter ist wohl auch der ganze Vorgang anorganisch, ohne Mitwirkung von Humusstoffen u. s. w. verlaufen. In dieser Beziehung sind die bedeutenden Absätze von Eisenocker in den Abflußgebieten von großen Kieslagerstätten, wie Fahlun und Rio Tinto (siehe Bd. I, S. 310, 320) erwähnenswert; hier ist das Eisen zuerst als Sulfat in Lösung gelangt und später durch Oxydation ausgefällt worden, wie oben S. 464 erörtert wurde. Die Bildung der Blauerde (Vivianit, siehe die Analysen Nr. 5) kann auch rein anorganisch gewesen sein. Dasselbe gilt auch von dem Mangan-Wiesenerz (Beispiel Vorkommen zu Glitrevand), und wohl auch von der Verkittung von manganarmem Seeerz durch ein größtenteils aus Manganhyperoxyd bestehendes Bindemittel.

Im Altertum und in dem frühen Mittelalter wurde das Eisen fast ausschließlich aus See- und Wiesenerzen hergestellt. In den meisten Ländern verloren aber diese Erze schon im 17. und 18. Jahrhundert jede Bedeutung für die Eisenindustrie. In abgelegenen Gebieten hielt sich jedoch die Gewinnung besonders von Seeerzen — ausnahmsweise auch von Wiesenerzen — länger, und heute noch wird in Finnland und in Olonez in Nordrußland (siehe The Iron Ore Resources of the World, Stockholm, S. 517), vielleicht auch an einigen anderen Stellen, etwas Eisen aus diesen Erzen hergestellt. Die Produktion von Seeerzen in Finnland und Schweden geht aus folgender Zusammenstellung hervor:

		Finnland	Schweden
Durchschnittlich jährlich	1860—1869	38 000 t	12 400 t
	1870—1879	51 500 „	8 900 „
	1880—1889	36 000 „	3 200 „
	1890—1899	60 100 „	1 300 „
	1900—1904	43 250 „	900 „
	1905—1908	28 600 „	1 000 „

In den 32 Jahren von 1858—1889 wurden in Finnland aus 1 330 727 t See- und Wiesenerz (praktisch gerechnet nur Seeerz) neben nur 45 550 t „Bergerz" (aus Gruben) 492 369 t Roheisen produziert. Aus 1 t Seeerz

wurde somit im Durchschnitt ca. 36 Proz. Roheisen erhalten, einem Eiseninhalt im luftgetrockneten Erz von etwa 38 Proz. entsprechend. In den allerletzten Jahren (1909—1911) ist die uralte finnländische Produktion von Seeerz in starkem Rückgange begriffen. In Schweden hörte die Benutzung der Seeerze an einigen isoliert gelegenen Hochöfen um das Jahr 1880 völlig auf. Später wurde in Schweden und in einigen anderen Ländern etwas Seeerz als Reinigungsmaterial (für Schwefel- und Cyanverbindungen) für die Gaswerke produziert; auch hat man versucht, die See- und Wiesenerze nach Schlemmung als Farbe zu benutzen.

Im Anschluß an die im seichten Wasser abgesetzten Seeerze erwähnen wir die

Mangan- oder Mangan-Eisenoxyd-Knollen,

die vielerorts am Boden der Ozeane, und zwar namentlich in dem pelagischen „roten Ton" (siehe S. 459) häufig in reichlicher Menge angetroffen sind.

Literatur.

J. Murray, Proc. Roy. Soc. Edinburgh 1876, IX, S. 255. — Challenger, Rept., Deap-Sea Deposits 1891, S. 341—378. — J. Murray and R. Irvine, Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1895, XXXVII, S. 721. — J. Y. Buchanan (Chemiker der Challenger Expedition), Proc. Roy. Soc. Edinburgh 1890, XVIII, S. 19. — R. Irvine and J. Gibson, ebenda 1876, IX, S. 255. — A. E. Nordenskiöld, Vega-Expedition I und G. Lindström, Analysen der Gesteine und Bodenproben von dem Eismeere. Stockholm 1884. — C. W. Gümbel, Ueber die im Stillen Ozean auf dem Meeresgrunde vorkommenden Manganknollen von der Challenger-Expedition, Sitzungsber. math.-phys. Kl. k. bayr. Akad. d. Wiss. VII, München 1878; siehe auch Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. 1878, S. 869. — J. B. Boussingault, Annales chim. phys. ser. 5, XXVII, 1882, S. 289. — L. Dieulafait, Compt. Rend. 1883, LXLVI, S. 718. — Chun, Aus den Tiefen des Weltmeeres; Schilderungen von der deutschen Tiefsee-Expedition 1900, S. 162—163.

Andrussow (von dem Schwarzen Meere) in Guide des excursions du VII. Congrès géolog. intern. XXIX, 13. St. Petersburg 1897.

Siehe auch J. Walther, Einleitung in die Geologie, S. 700. Jena 1893/94. — E. Kayser, Lehrb. d. Allgem. Geol., 3. Aufl. 1909, I, S. 511. — F. W. Clarke, The Data of Geochemistry, U. S. Geol. Surv., Bull. 491, 1911, S. 121. — Ausführliche Zusammenstellung von J. Murray in J. Murray and J. Hjort, Depths of the Ocean, London 1912, besonders S. 189 ff.

Manganoxyd oder -hydroxyd findet sich in allen Tiefseeablagerungen, bisweilen in Form von Körnern im Tone oder in den Radiolarien-, Diatomeen-, Globigerinen- und Pteropod-„Oozen", außerdem als Ueberzug auf Bimssteinen, Korallen, Kalkalgen, Muscheln, Knochenfragmenten u. s. w., oder in besonderen Manganknollen. Die letzteren hat man bisweilen in verhältnismäßig wenig tiefen Meeren, so in Loch Fyne außerhalb Schottlands, angetroffen; sie sind aber besonders charakteristisch für die großen Ozeantiefen, zwischen etwa 1000 m und 6000 m Tiefe oder mehr, und wurden an zahlreichen Stellen in dem Stillen, dem Indischen, dem Atlantischen Ozean und dem Karischen Meere angetroffen.

Bisweilen treten sie in auffallend reichlicher Menge auf. So schreibt der Zoologe R. v. Willemoes-Suhm[1]) der Challenger-Expedition:

[1]) Zeitschr. f. wissensch. Zoolog. XXVII, CIV.

„Die Bodenbeschaffenheit in diesen zum Teil großen Tiefen (des Meeres zwischen Japan und den Sandwichinseln) war eine sehr merkwürdige; denn abgesehen von dem nicht kalkhaltigen rötlichen Schlamm und der großen Zahl von Bimssteinstücken, die wir hier antrafen, muß er stellenweise ganz mit großen knollenförmigen Mangankonkretionen bedeckt sein." In dem Gebiete des Golfstromes hat man derartige bis ein Fuß große und mehrere Zoll dicke und bis 10 kg schwere Konkretionen gebaggert.

Diese Knollen sind häufig konzentrisch dünnschalig und pflegen im Inneren einen Fremdkörper (Wal- oder Fischwirbel, Gehörknöchelchen, Haifischzähne u. a. m.) einzuschließen.

Ueber die Zusammensetzung der Knollen dürften folgende Analysen orientieren:

	Fe_2O_3	MnO_2	SiO_2	Al_2O_3	CaO	P_2O_5	H_2O
I. Vom Stillen Ozean . .	27,46	23,60	16,03	10,21	0,92	0,023	17,82
II. Vom Karischen Meer .	16,63	24,17[1])	27,84[2])	1,32	2,04	2,22[3])	20,95

I. Von der Challenger-Expedition, nach Gümbel; dabei mit: 2,36 Na_2O, 0,40 K_2O, 0,18 MgO, 0,66 TiO_2, 0,48 SO_3, 0,05 CO_2, 0,02 CuO, 0,01 CoO, NiO; 0,009 BaO; ferner Spuren von verschiedenen Elementen. — II. Von der Vega-Expedition, nach Lindström; [1]) ist Mn_2O_3; [2]) ist unaufgelöstes; [3]) vielleicht von mechanischen Knochenfragmenten.

Der Mangangehalt schwankt übrigens stark, zwischen 4,16 und 63,23 Proz. Manganoxyd.

Zur Deutung dieser eigentümlichen Bildungen hat man mehrere Hypothesen aufgestellt. — Buchanan (a. a. O. 1890) dachte an Reduktion durch organische Substanz von Mangansulfat zu Mangansulfid, das später neben Eisensulfid oxydiert wurde; diese Erklärung ist jedoch wenig wahrscheinlich. — Gümbel (a. a. O. 1878) deutete sie als entstanden durch submarine manganhaltige Quellen, aus welchen das Mangan im Kontakt mit dem Seewasser ausgefällt worden sein sollte; hierdurch erklärt sich jedoch nicht die auffallend große Verbreitung dieser Ablagerungen. — Nach Murray (a. a. O. 1876) ist das Mangan, ebenso wie das Eisen, in ähnlicher Weise wie der rote Ton entstanden, und zwar auf vulkanische Asche u. s. w. zurückzuführen, die in dem Meere zum Teil zersetzt wird. — Durch die Flüsse sind im Laufe der späteren geologischen Perioden riesenhafte Mengen von Eisen und Mangan den Ozeanen zugeführt worden; trotzdem lassen sich die zwei Schwermetalle jetzt nur in Spuren in dem Seewasser nachweisen. Eisen und Mangan wurden somit größtenteils aus dem Seewasser ausgefällt, wahrscheinlich durch die langsame Oxydation des im Wasser aufgelösten Sauerstoffs. Man kann somit mit Recht annehmen, daß das Eisen- und Manganoxyd der Ablagerungen am Boden der Ozeane im allgemeinen größtenteils aus dem Meereswasser selbst stammt. Vielleicht kann man auch hier an eine Adsorption durch hinuntersinkende vulkanische Asche, Knochenteilchen u. s. w. denken.

Die Bohnerze.

Literatur.

Graf F. v. Mandelsloh, Geognostische Profile der Schwäbischen Alb, 1834. — A. v. Morlot, Ueber die geologischen Verhältnisse von Oberkrain. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1850, S. 389. — Deffner, Zur Erklärung der Bohnerzgebilde. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkde. in Württemb. 1859, XV, S. 257. — Fraas, Die Bohnerze. Ebenda S. 38. — Achenbach, Ueber Bohnerze auf dem südwestlichen Plateau der Alpen. Ebenda S. 103. — Quenstedt, Geologische Ausflüge in Schwaben, 1864, S. 136. — C. W. v. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. München 1861, S. 647. — Tecklenburg, Ueber die Bohnerze in Rheinhessen. B. H. u. S. W. Bd. 29, S. 210—217. Berlin 1881. — De Grossouvre, Etude sur les gisements de mineral de fer du centre de la France. Ann. d. Mines (8), X, 1886. — H. B. v. Foullon, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1887, Nr. 10, S. 219. — L. Buchrucker, Die Montanindustrie im Großherzogtum Baden. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, S. 169; 1895, S. 393; 1896, S. 6. — W. Branko, Die menschenähnlichen Zähne aus dem Bohnerz der Schwäbischen Alb. Stuttgart 1897. — L. de Launay, Compte rendu du VIII. Congrès Géol. Intern. 1900, S. 938—947. — L. Rollier, Ueber das Bohnerz und seine Entstehungsweise. Vierteljahrsschr. d. naturf. Gesellsch. Zürich 1905, S. 1—2. — v. Dechen, neubearbeitet durch W. Bruhns, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1906. — C. Geiger, Die Eisenerzlagerstätten und die Eisenindustrie Württembergs. Stahl u. Eisen 1907, S. 592. — C. Schmidt (Basel), Im Abschnitt: Asphalt, Steinsalz, Erze im Handwörterbuch der Schweizer Volkswirtschaft u. s. w. Bd. III, S. 113, Bern 1907. — R. Fluhr, Die Eisenerzlagerstätten Württembergs und ihre volkswirtschaftliche Bedeutung. Zeitschr f. prakt. Geol. 1908, S. 1. — F. Klockmann, Die eluvialen Brauneisenerze der nördlichen Fränkischen Alb bei Hollfeld in Bayern. Stahl u. Eisen 1908. — G. Einecke u. W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Herausg. v. d. Preuß. geol. Landesanst. Berlin 1910. — E. Holzapfel, Die Eisenerzvorkommen in der Fränkischen Alb. Glückauf 1910, Heft 10. — L. de Launay, The Iron Ore Resources of the World. Stockholm 1910, Bd. II. — C. Schmidt, Bericht über die Eisenerzvorräte der Schweiz. The Iron Ore Resources of the World. Stockholm 1910. — Tecklenburg, Die Mineralschätze Württembergs. Stuttgart 1912.

Der Name Bohnerz wird heute auf genetisch recht verschiedene Vorkommen angewandt.

Viele Bohnerze sind den jetzigen Seeerzen nahe verwandt. — Anderseits sind nicht nur in bezug auf die Struktur, sondern auch in bezug auf Größe der Kügelchen die meisten tertiären Bohnerze mit den rezenten Karlsbader Erbsen (siehe unten) zu vergleichen. Auf die alluvialen hat man vielfach das Wort „Erbsen", auf die tertiären „Bohnen" angewendet. Gelegentlich läßt sich auch eine gewisse Aehnlichkeit der Bohnerzvorkommen mit dem Laterit nicht bestreiten.

Die meisten Bohnerzlagerstätten sind auf Kalksteingebiete beschränkt; hier dürfte Quellwasser auf Spalten im Kalkstein emporgestiegen sein und in Quelltrichtern in der Nähe der Erdoberfläche die oolithischen Eisenerzkügelchen abgesetzt haben. Es war mutmaßlich ein ähnlicher Vorgang, wie wir ihn heute bei der Erbsensteinbildung von Karlsbad beobachten können, jedoch mit dem Unterschiede, daß hier vorzugsweise Kalziumkarbonat (Aragonit) abgesetzt wird, während bei den Bohnerzvorkommen, wegen des Eisenreichtums der Lösungen,

wesentlich Eisenverbindungen, besonders Eisenoxydhydrat, zur Ausfällung kam.

Zu gleicher Zeit wirkte auf den Kalkstein des Nebengesteins die Verwitterung ein und da wir in der eozänen Zeit mit einem wesentlich wärmeren Klima als heute zu rechnen haben, bildeten sich anscheinend ähnliche Eisenanreicherungen, wie wir sie heute im Laterit der tropischen Gebiete kennen. Diese Uebereinstimmung wird noch vollkommener dadurch, daß man ebenso wie im Laterit in Verbindung mit den Bohnerzen häufiger Bauxit findet. Mit den Verwitterungsvorgängen Hand in Hand gingen auch metasomatische Verdrängungen des Kalksteins durch Eisenoxyde. Es bildete sich Rückstandston und es entstanden in ihm Konkretionen von Brauneisenerz; durch den Einfluß der Tagewässer wurden die metasomatischen Eisenerzrinden wieder zerstört (Aehnlichkeit mit eluvialen Bildungen) und die Bruchstücke in den Ton hineingeschlämmt. So finden wir nebeneinander die konzentrisch schaligen Erzkugeln und Bruchstücke von Brauneisen im Ton, der, wenn er rot ist, auch als Bolus bezeichnet wird.

Da die Kalkgebiete meist von einem komplizierten Kluft- und Kanalsystem durchzogen werden, wurden die Bestandteile dieser Bohnerzlager, welche ursprünglich Oberflächenbildungen darstellten, in die Kanäle hineingeschwemmt, so daß die Bohnerze teilweise gangförmig auftreten.

Der zuletzt geschilderte chemisch-geologische Vorgang ist unabhängig von dem geologischen Alter des Kalkes, so daß wir solche Bohnerze sowohl im Jura, als in der Trias und in der Kreide finden. In einzelnen Fällen kam es bei der Bohnerzbildung zur Konzentration mächtigerer Ablagerungen, in anderen Fällen ausschließlich zur Ausfüllung von Trichtern und Kanälen.

Fast an allen Stellen handelt es sich entsprechend der Genesis dieser Lagerstätten um unreine Erze, die durch einen hohen Rückstand charakterisiert sind.

Bei vielen Lagerstätten ist deshalb die Frage der Aufbereitungsmöglichkeit von wesentlicher Bedeutung, denn man muß vor der Verhüttung den hohen Rückstand möglichst von dem Erz trennen.

Da die wirtschaftliche Bedeutung der Bohnerze vorläufig nur eine geringe ist, dürften wenige Beispiele genügen.

Mardorf (Fig. 114), nördlich von Homberg (Niederhessen): Diluvium und Tertiär füllen hier flache Mulden in einem Muschelkalkgraben aus. Das Liegende des Erzlagers bildet ein milchweißer, plastischer, jungtertiärer pliozäner Ton mit zahlreichen konzentrisch-schaligen, erbsengroßen Brauneisenerzkonkretionen, die sich häufig berühren; im Hangenden und Liegenden ist ein allmählicher Uebergang in erzfreien Ton zu beobachten.

Das Lager streicht nord-südlich, fällt nach Westen ein und ist 1 bis 2,5 m mächtig. Das Hangende besteht aus 3—10 m mächtigem fetten weißen Ton, Triebsand und Diluvium.

Lepsius faßt die Tone als Rückstandstone ausgelaugter Kalke

auf und will auch das Eisen aus dem aufgelösten Kalk ableiten. Jedenfalls sind es syngenetische Lagerstätten, welche lagerartig auftreten und mutmaßlich eine größere Verbreitung haben.

Nach einer alten Analyse beträgt der Eisengehalt des Wascherzes ca. 48,4 Proz. bei 13 Proz. Rückstand; Phosphor ist nur ganz spärlich vorhanden.

Bohnerze Rheinhessens. Trotz großer Verbreitung dürften sie auch nur an den wenigsten Stellen bauwürdig sein. Man findet sie auf ursprünglicher Lagerstätte auf den tertiären Cerithien-, Corbicula- und Hydrobienkalken und auf dem Cyrenenmergel des Mainzer Beckens. Ihren

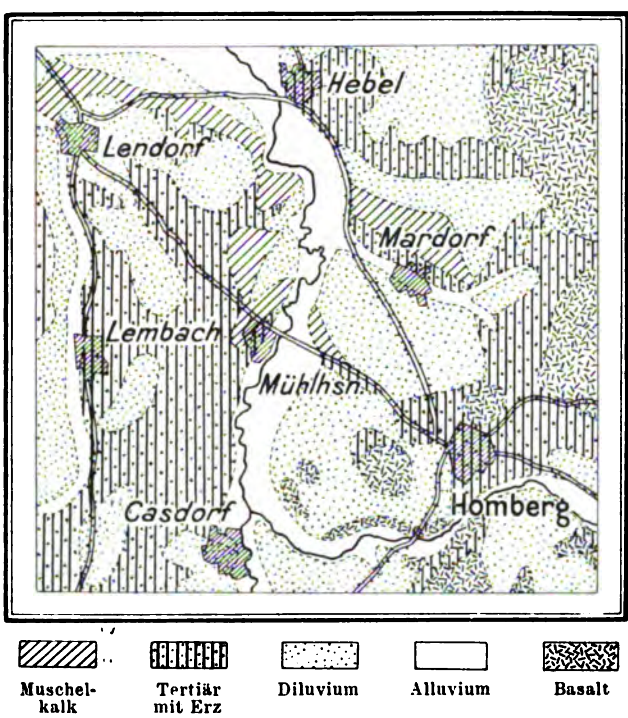


Fig. 114. Die Tertiärablagerungen mit den Erzen bei Mardorf. M. 1 : 40 000. (Nach Dechen.)

natürlichen Aufbereitungsprodukten begegnet man in den Alluvionen der Täler und in den Geröllanhäufungen, die an der Basis des Löß auftreten und als Schottersohle bezeichnet werden. Die Lagerstätten scheinen durchweg arm zu sein und sind infolgedessen wenig erforscht. Man durchteufte die auf dem Kalk liegenden Erze stellenweise mit 0,3 bis 2,5 m Mächtigkeit; die alluvialen Bildungen sind bei weitem weniger stark. Das Erz zeigt keinen konzentrisch-schaligen Bau, sondern bildet mehr ein Aggregat größerer und kleinerer Knollen, die durch sandiges Eisenerz verkittet werden.

Relativ am bedeutendsten sind die Bohnerzlager auf dem Plateau des Wiesberges bei Sprendlingen, des Westerberges bei Appen-

heim und des Kloppberges. Hier fanden sich bis 2,4 m mächtige Lager. Die Erze treten durchweg in Begleitung verschiedenfarbiger, häufig mit Kalk- und Mergelknollen durchsetzter bolusähnlicher Tone auf.

Da die Kalke 0,3—2,5 Proz. Eisen enthalten, können sie immerhin das Material für die Bohnerzlager geliefert haben.

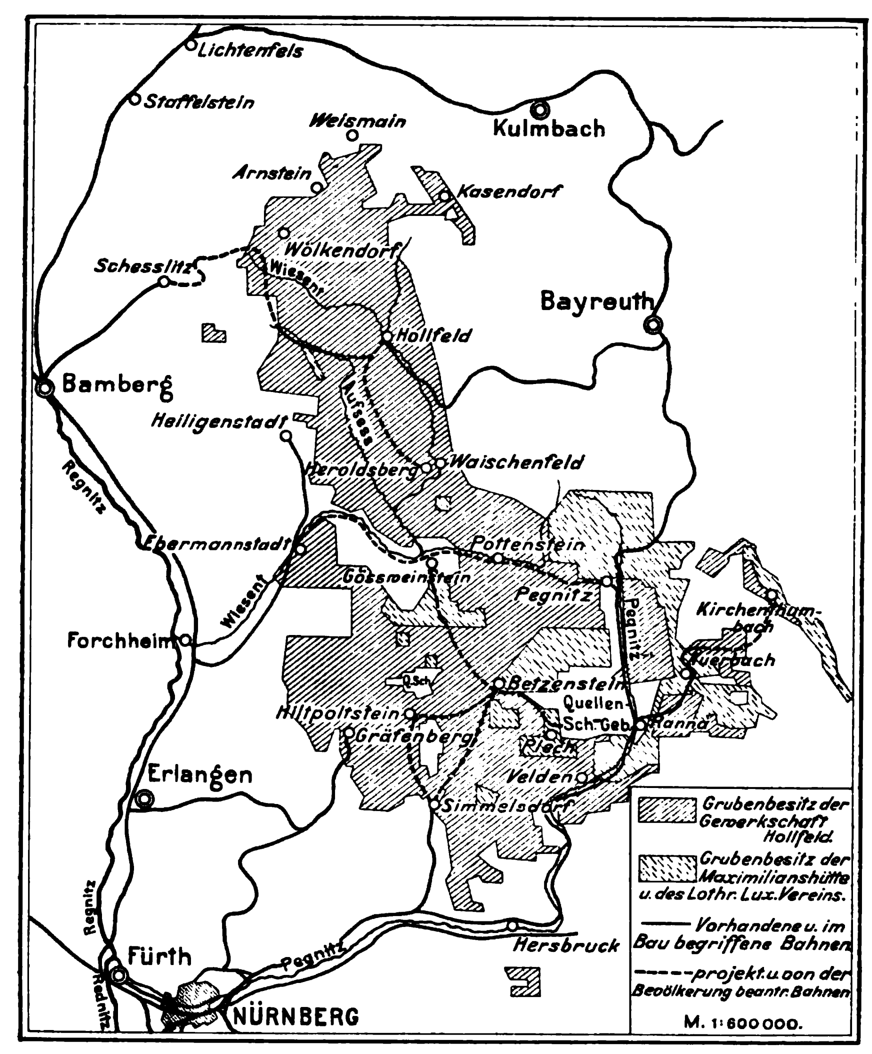


Fig. 115. Das Verbreitungsgebiet der Erze der Albüberdeckung.

Hollfeld auf der Fränkischen Alb (Erze der Albüberdeckung): Dieses Gebiet war zwar in früheren Jahrhunderten schon zum Teil bekannt, geriet aber später in Vergessenheit. Die Erze der sogenannten Albüberdeckung erstrecken sich über die nördliche Fränkische Alb bis zu deren westlicher Umbiegung bei Regensburg (Fig. 115).

Das Gebiet besteht aus Weißem Jura, der nach Nordosten flach abfällt und von tiefen Tälern durchschnitten wird. Die nur für die Hochfläche charakteristische „Albüberdeckung“ bedeckt die Erze und besteht aus diluvialem Lehm, Ton und Sand.

Eine wesentliche Rolle spielt der Rückstandslehm, der bei der Zerstörung des Kalkes übrig blieb und in lokale Vertiefungen, Trichter und

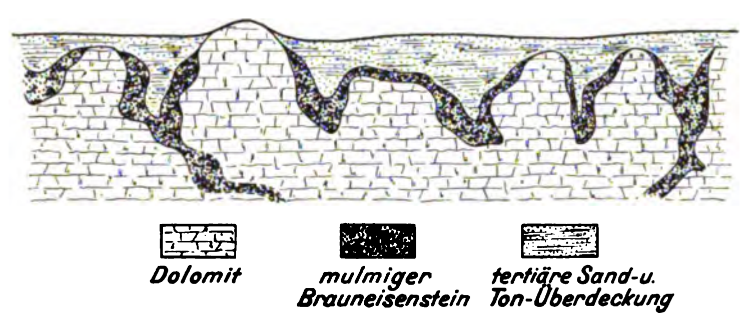


Fig. 116. Schematische Zusammenstellung von Hohlformen verschiedenster Größe auf der Fränkischen Alb. (Länge 50 m.) (Nach Klockmann.)

Kanäle geschwemmt wurde; er ist vermengt mit Sand und Kalktrümmern. Die Albüberdeckung entstand durch die Zerstörung jurassischer und kretazeischer Schichten in der Tertiär- und Quartärzeit, ihre Mächtigkeit beträgt gewöhnlich nur 1—5 m, kann aber auch bis 20 m erreichen.

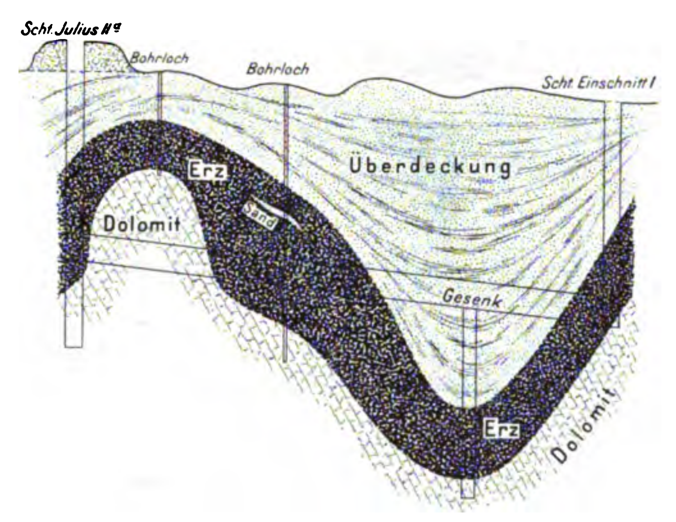


Fig. 117. Große Erzmulde zwischen den Schächten Julius II und Einschnitt II. (Im unteren Tale schon Ansatz zur Trichterform.) M. 1 : 400. (Nach Einecke u. Köhler.)

Im unmittelbaren Liegenden dieser Albüberdeckung treten die Eisenerze im Gebiete von Hollfeld bis Regensburg auf. Sie fehlen auf den Dolomitrücken und -kuppen da, wo sie der späteren Abrasion zum Opfer fielen. Zwischen dem liegenden Dolomit und dem Erz finden sich häufig feinkristalliner Dolomit, Sand und rote, tonige Massen.

Die Form der Unterfläche des Erzkörpers hängt von der Oberfläche

des Dolomites ab. Die drei Figuren 116, 117 und 118 bieten gute Beispiele der Lagerungsverhältnisse der Erze.

Das Erz überkleidet die Hohlräume in mehr oder weniger dicker Schicht, während die übrige Ausfüllung aus Rückstandston und der Albüberdeckung besteht. Die zahlreichen Rutschflächen im Innern des Tones der Erztrichter deuten nicht sowohl auf tektonische Bewegungen als auf lokale Wirkungen der verschiedenen Plastizität.

Die Erzlage besteht vorwiegend aus mulmigem Brauneisen mit kopfgroßen Stücken von derbem Erz, welches schalig ist und häufig Glaskopfstruktur zeigt. Eine große Menge scharfkantiger Erzbruchstücke

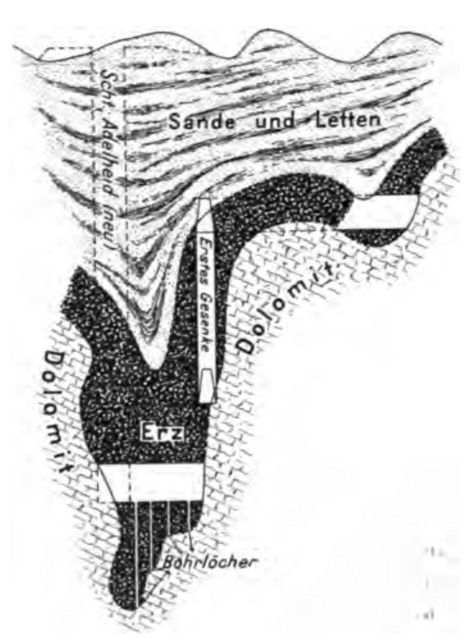


Fig. 118. Trichterförmige Einlagerung von Erz und Albüberdeckung infolge allmählicher Vertiefung der Hohlform. Erznester auf dem Schachte Adelheid bei Hollfeld. Maßstab 1 : 400. (Nach Einecke und Köhler.)

von Erbsen- bis Nußgröße findet sich in mehr oder weniger regelmäßiger Verteilung in dem Erzlager, kommt aber auch konzentriert häufiger an der Basis vor.

Die Herkunft des Eisens wird von Köhler und Einecke auf Spaltenwässer zurückgeführt, welche das Erzgebiet durchsetzen. Die Minerallösungen dürften jedoch in der Tat den Kalk nur zum Teil metasomatisch verdrängt haben, während zum größeren Teil Eisenabscheidungen an der Oberfläche durch den Einfluß der Tagewässer vorliegen; hierbei spielt die tertiäre Verwitterung und die zweifellos stellenweise vorhandene Eisenanreicherung in der Eozänzeit eine Rolle. Das nachträgliche Einsinken des Erzes in die Hohlformen des Kalkes, wobei zahlreiche Rutschflächen entstanden, ist auf die spätere Höhlenbildung im Kalk zurückzuführen.

Die Zusammensetzung der Erze ergibt, wenn man Hunderte von

Analysen zugrunde legt, 38 Proz. Eisen. Im ganzen schwankt der Eisengehalt zwischen 28 und 54,46 Proz.; der Mangangehalt beträgt 0,26 bis 8,07 und der Tonerdegehalt 1,05—9,31 Proz.; der Phosphorgehalt wird zu 0,23 bis 0,4 Proz. angegeben. Innerhalb des Eisenerzprofils zeigt das mulmig-lettige Material, welches namentlich in dem oberen Teil des Eisenerzes auftritt, 30—32, das körnig-lettige 38—40 und das Derberz bis über 50 Proz. Eisen; der Rückstand hat noch ca. 20 Proz.

Die Verteilung der einzelnen Korngrößen des Erzes geht daraus hervor, daß das Erzgemisch aus ca. 30—35 Proz. Derberz, 17—20 Proz. Feinerz und 40—50 Proz. Mulm besteht und im Durchschnitt 40 Proz. Eisen enthält. Im ganzen ist aber die Verteilung eine sehr unregelmäßige, so daß Derberzpartien unmittelbar neben Mulmpartien und einem Gemenge beider im verschiedensten Verhältnis auftreten.

Die wirtschaftliche Verwendung der Erze der Albüberdeckung wird durch einen Kieselsäuregehalt von 20 und mehr Prozent erschwert; ein wesentlicher Teil der Kieselsäure mag vor der Verhüttung durch Aufbereitung entfernt werden.

Die Vorräte sind erhebliche und werden von Köhler und Einecke auf 165 Mill. Tonnen geschätzt.

Südabhang der Schwäbischen Alb. Diese zu Württemberg gehörigen Eisenerzvorkommen liegen im Tertiär, welches aus Konglomeraten von Juramaterial, Kalk, Ton und Sandstein besteht. Das Konglomerat wird häufig durch Bohnerze, sogenannte Lettenerze, vertreten, welche entweder flözartig vorkommen oder kleinere und größere Mulden ausfüllen. Bei der Zerstörung der Lager durch jüngere Abrasion entstanden Erzgerölle, die in Hohlräume des Jurakalkes zusammen mit Ton eingeschlämmt wurden und gelegentlich bauwürdige Lagerstätten bilden. Man bezeichnet diese Erze als Felsenerze. Sie kommen bis 8 m mächtig vor. Fluhr gibt 31,82 Proz. Eisen bei 29 Proz. Rückstand an. Die Lagerstätten werden nicht gebaut, wenn auch die Vorräte nach der Berechnung von Köhler und Einecke immerhin recht erhebliche sind.

Bei den im Eozän des südlichen Baden auftretenden Bohnerzen werden einerseits Lettenerze, die auf größere Ausdehnung in Tonen eingebettet sind, und anderseits Felsenerze, welche Hohlformen des Kalkes ausfüllen, unterschieden.

Als Bohnerze im strengen Sinne des Wortes kann man eigentlich nur die ersteren bezeichnen, die namentlich im Klettgau und im badischen Seekreise auftreten. Sie haben Weißen Jura als Liegendes und sind immer an rote Letten gebunden, denen häufig Sand nesterartig beigemengt ist. Die Erze bilden grünlichgraue bis hellbraune Kugeln von schaliger Struktur und Erbsen- bis Nußgröße. Vor der Verhüttung werden sie gewaschen und haben dann etwa 50 Proz. Eisen, 17 Proz. Rückstand, 0,6 Proz. Kalk und 9 Proz. Wasser. Der Phosphorgehalt ist meist sehr gering.

Bis zum Jahre 1860 wurden diese Erze abgebaut und in kleinen Holzkohlenhochöfen, z. B. bei Mülheim und Oberweiler, verhüttet.

Die wirtschaftliche Bedeutung scheint gering zu sein.

Bohnerze der Schweiz. Auch in der Schweiz ist das Bohnerz eine alttertiäre Bildung, welche auf kalkigen mesozoischen Schichten liegt und mit Bolus, „Huppererde" (siehe unten), Phosphorit u. s. w. vergesellschaftet auftritt.

Die Mächtigkeit der Bohnerzschicht wechselt sehr, weil auch hier Ausfüllungen von Taschen im Kalk häufig sind. Die Verbreitung des Schweizer Bohnerzes ist durch die jüngere Gebirgsbildung und Erosion stark beeinflußt. Das Erzlager besteht in der Hauptsache aus roten, eisenschüssigen Tonen (Bolus), welche bis 100 m erreichen können. Dabei findet man alle möglichen Uebergänge von fettem plastischen Material bis zu mageren, sandigen Tonen. Feiner Quarzsand durchzieht fleckenoder bänderartig den Ton. Nimmt der Quarz bei gleichzeitigem Zurücktreten des Tones zu, so entsteht eine sandige Fazies, die man als „Huppererde" bezeichnet. Im Bolus ist die Tonerde mutmaßlich zum Teil in Form des Bauxites enthalten.

Wo das Profil der Bohnerzformation vollständig entwickelt ist, zeigen sich die oberen Partien arm an Brauneisen. Die Bohnerzlager sind durch häufig zerfressene Kalkgerölle, welche zum Teil verkieselt sind, charakterisiert. Zudem tritt Fasergips auf. Nach der Tiefe werden die Bohnerztone allmählich braunrot bis blutrot, dann stellen sich Brauneisenkörner ein, die schließlich die bis 1 m mächtige eigentliche Braunerzschicht bilden; sie liegt ihrerseits häufig unmittelbar auf dem Jurakalk und überzieht die karrenartige Oberfläche desselben.

Da sich Erz- und Lagergestein im Streichen vertreten können, haben die Erzkörper stock- oder linsenförmige Gestalt, während das Bohnerzlager häufig im Profil zwischen ihnen fehlt.

Die Bohnerze enthalten Konkretionen von Erbsen- bis Haselnußgröße, sie sind teils derb und haben mitunter einen konzentrisch-schaligen Bau, wenn auch die typische Pisolithstruktur nach Schmidt nur selten ist. Häufig sind Konkretionen mit harter, eisenreicher Rinde und einem weichen, tonigsandigen, rostgelb gefärbten Kern. Man wäscht die Erzschicht und trennt dadurch die Brauneisenkörner von dem Bolus. Auf diese Weise gewinnt man ca. 50 Proz. Erz mit annähernd 42 Proz. Eisen, während der Bolus nur 2—8 Proz. Eisen hat. Der Rückstand des Wascherzes ist immer noch beträchtlich, da er meist 20 Proz. überschreitet; der P_2O_5-Gehalt beträgt 0,19—0,22 Proz.

Der Bergbau auf die Schweizer Bohnerze hat an zahlreichen Stellen eingesetzt; er begann im 17. Jahrhundert im Kanton Schaffhausen, wo im Jahre 1850 ca. 1000 t Wascherze geliefert wurden.

Die besten Lagerstätten finden sich im Juragebiet der Kantone Bern und Solothurn, und zwar namentlich im Birstal. Hier lagern die Bohnerze auf den obersten Schichten des Weißen Jura. Von 1854 bis 1904 gewann man 765 000 t Erz, entsprechend 320 000 t Roheisen.

Eine Erzvorratsberechnung ist wegen des großen Schwankens der Mächtigkeit nur schwer durchführbar.

Auch bei den Schweizer Vorkommen handelt es sich mutmaßlich um ein Produkt tropischer Verwitterung in der ältesten Tertiärzeit, welches später durch die jüngeren Gebirgsbildungen zum Teil zerstört bezw. mechanisch und chemisch umgelagert wurde.

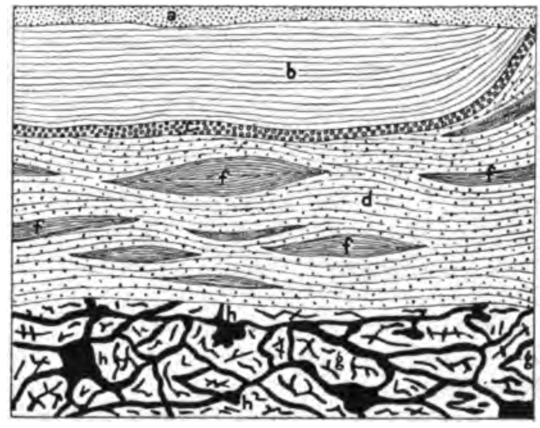
Von Berry in Frankreich beschreibt L. de Launay (a. a. O. 1900) ein recht ausgedehntes Feld tertiärer Bohnerze.

Eine etwas andere Entstehung als die Bohnerze haben die

Brauneisenerze des Vogelsberges.

Literatur.

H. Tasche, Toniger Brauneisenstein, dessen vormalige und jetzige Gewinnung im Vogelsberge. Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal. 1852, S. 897. — G. Würtenberger, Die diluvialen Eisensteine im Regierungsbezirk Kassel, verglichen mit den Basalteisensteinen des Vogelsberges. Ebenda 1867, S. 685. — Derselbe, Eisenerzbergbau am Vogelsberg. Glückauf 1891, S. 45. — F. Beyschlag, Die Eisenerze des Vogelsberges. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 337—338. — H. Münster, Entstehung der Vogelsberger Eisenerze. Zeitschr. prakt. Geol. 1905, XIII, S. 413.



Alluvium: a. Dammerde.

Diluvium: b. Verschieden gefärbte Lehme, z. T. tonig. c. Flußschotter, Kies mit Bauxitgeröllen. d. Tonig verunreinigtes Brauneisen. f. Taube, tonige Nester in d. } Sekundäre Lagerstätte.

Tertiär: g. Basalttuff. h. Brauneisensteintrümer u. -krusten, durch Mangangehalt dunkel gefärbt. } Primäre Lagerstätte.

Fig. 119. Profil der Brauneisensteingrube „Ernestine" bei Niederohmen unfern Gießen im Vogelsberg. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897.)

Diese genetisch und räumlich aufs engste mit dem Basalt verknüpften Erze haben im Vogelsberggebiet eine recht ansehnliche Verbreitung. Sämtliche Erzlagerstätten liegen nahe der Tagesoberfläche und werden meist von wenig mächtigen diluvialen und alluvialen Schichten bedeckt. Nur ausnahmsweise treten mehrere Lager übereinander auf, die durch eisenarme Tuffschichten getrennt werden. Man kennt bei diesen Lager-

stätten zwei Typen, nämlich die noch auf natürlicher erster Bildungsstätte befindlichen und die sekundären, durch Wasser umgelagerten, bei denen gleichzeitig eine natürliche Aufbereitung nach dem spezifischen Gewicht stattfand. Da der Vogelsberger Eisenstein (Fig. 119) ausnahmslos ein Produkt der Verwitterung und Zersetzung des Basaltes und Basalttuffes ist, zeigt sich bei den primären Lagerstätten der stark zerklüftete Basalt infolge des Verwitterungseinflusses der Sickerwässer mit einer Eisenoxydhydratrinde überzogen, während der Kern tonig zersetzter Basalt ist. Die einzelnen Basalteisenerzmassen werden durch Lehm voneinander getrennt.

Die fluviatil aufbereiteten Eisenerze liegen längs der heutigen Flußtäler auf höheren, das Tal begleitenden Terrassen. Sie bestehen aus einer eisenreichen tonigen Masse mit wenigen Flußgeröllen und reichlichen Brauneisensteinkonkretionen in Form von Knollen, Nieren und Drusen von Erbsen- bis Kopfgröße. Die Lager zeigen deutliche fluviatile Struktur. Dabei bilden ihre Begrenzungsflächen in der Regel keine parallelen Ebenen, sondern die Lagermasse greift im Liegenden trichter- oder flach schüsselförmig in den Basalt hinein. Auch die Oberfläche ist unregelmäßig wellenförmig; für sie ist das häufige Auftreten von Bauxitgeröllen charakteristisch. Die sekundären diluvialen Lager treten fast nirgends zutage, sondern werden von diluvialen Kiesmassen und lößartigem Lehm bedeckt.

Die besten Lagerstätten finden sich in der Gegend von Mücke, Lich, Grünberg, Laubach und Niederohmen und haben hier eine Mächtigkeit von 5—20 m. Die Vorkommen liefern in der Hauptsache Wascherze. Auf manchen Gruben tritt im liegenden Basalt noch Stückerz auf, dessen Mächtigkeit bis zu 1 m anschwellen kann; es bildet aber ausschließlich flache Kuchen von beschränkter horizontaler Ausdehnung. Die Vorkommen von Mücke und Niederohmen im Vogelsberg liegen wahrscheinlich in einem nord-südlichen Graben, welcher zum Teil vom Seenbach und der Ohm benutzt wird.

In genetischer Beziehung stehen sich zwei Theorien gegenüber, nämlich die Verwitterungs- und die Quellentheorie. Die erstere schreibt die Entstehung der Erze einem Verwitterungsvorgange zu, welcher viel Aehnlichkeit mit der heutigen Lateritisierung in den tropischen und subtropischen Gebieten hat.

Die zweite Theorie, die namentlich in den letzten Jahren an Anhängern gewonnen hat, nimmt dagegen an, daß die Zersetzung des Basaltes durch Quellen hervorgebracht wurde. Sie wird gestützt durch das Auftreten von rezenten Säuerlingen. Ob jedoch diese Quellen zu gleicher Zeit Eisen führten oder ob sie das Eisen ausschließlich dem Basalt entzogen, läßt sich nicht entscheiden. — Ist das Vogelsbergerz durch Verwitterung in der Tertiärzeit entstanden — was sehr wahrscheinlich ist —, so steht es den Bohnerzlagern recht nahe.

Das Roherz muß in den Läutertrommeln vom Ton befreit und auf Klaubtischen ausgelesen werden. Auf diese Weise erhält man 30 Proz. der Fördermenge als Erz mit einem durchschnittlichen Eisengehalt von 45 Proz. Der Phosphorgehalt beträgt 0,2, der Mangangehalt 0,8—1,2 Proz. Bei besonders guten Lagern steigt der Eisengehalt des Klauberzes auf 50 Proz.

Oolithische Eisenerze.

Allgemeines.

Die oolithischen Eisenerze bestehen der Hauptsache nach aus konzentrisch-schaligen Kügelchen, die in der Regel durch ein Bindemittel verkittet sind.

Unter dem Mikroskop zeigen die Kügelchen als Zentrum der Erzschalen häufig ein Mineralfragment, wie beispielsweise ein Quarzkörnchen oder einen kleinen Kalkspat- oder Spateisenkristall. Die Entstehung dieser Kügelchen ist so zu erklären, daß die heute das Zentrum darstellenden Körnchen in der Minerallösung schwebten und deshalb von dem sich ausscheidenden Eisenerz umkrustet werden konnten; das ist ein Vorgang, wie wir ihn beispielsweise heute noch bei der Bildung des Karlsbader Sprudelsteins beobachten können.

Die Erzschalen der Kügelchen bestehen bei den Eisenerzlagern entweder aus Brauneisen (braune und rote Modifikation) oder aus Roteisen oder schließlich aus Eisensilikat. Liegt Brauneisen vor, so ist nicht immer leicht zu entscheiden, ob es sich um primäres Erz oder um ein Oxydationsprodukt handelt, welches sowohl aus Spateisenstein als auch aus Silikat hervorgegangen sein kann.

Das Bindemittel der oolithischen Erze variiert ebenfalls sehr; es kann aus Kalkspat (z. B. kalkige Minette), aus Quarzsubstanz (z. B. kieslige Minette) oder aus Erz bestehen; Verkittung vorzugsweise durch tonige Substanz kommt nur ganz ausnahmsweise vor. Phosphorsaurer Kalk ist häufig sowohl an der Zusammensetzung der Kügelchen, als auch an derjenigen des Bindemittels beteiligt. Es konnte deshalb die phosphorreiche Minette vor der Erfindung des basischen Verfahrens (Thomas-Prozeß) ihres hohen Phosphorgehaltes wegen nicht verhüttet werden.

Das geologische Alter der oolithischen Eisenerze schwankt sehr. Da sie sich von den übrigen Eisenerzlagern lediglich durch die Struktur unterscheiden, können sie ebenso wie diese allen Formationen angehören. Man kennt sie in großer Verbreitung im Silur der Vereinigten Staaten, wo das aus Roteisen bestehende Clintonerzlager sich über ganze Verwaltungsdistrikte erstreckt. — Neuerdings hat das Vorkommen oolithischer Eisenerze in der Steinkohlenformation Deutschlands und Englands die Aufmerksamkeit einiger Lagerstättengeologen erregt. Wenn sie auch vorläufig noch keine wirtschaftliche Bedeutung haben, so sind sie doch immerhin wertvoll für die Erforschung der Genesis der oolithischen Eisenerzlager. Die unscheinbaren grauen feinkörnigen Erze sind den die Flöze trennenden Schiefertonen eingelagert, welche auch marine Schichten bergen. Wir haben hier also dicht beieinander Süßwasser- und Meeresbildungen. Es erscheint demnach bei diesen karbonischen Oolithen eine Entstehung in großer Meerestiefe ausgeschlossen. — Besonders reich an derartigen Erzen ist die Juraformation, deren mittlere Stufe, der Braune Jura, dem hohen Eisengehalt seinen Namen zu verdanken hat. An der Basis des Mittleren Jura liegen beispielsweise die Minettevorkommen

von Deutsch-Lothringen, Luxemburg und dem Departement Meurthe-et-Moselle in Frankreich. Dem mittleren Teil des Lias gehört das Cleveland-Erz Englands an; in diesem Horizont liegt auch das Minettevorkommen des Niederrheins der Gegend von Xanten und Bislich. Von den jurassischen oolithischen Erzvorkommen zeichnen sich die Minettelagerstätte von Deutsch-Lothringen u. s. w. und das Cleveland-Erzvorkommen durch besonders bedeutende Ausdehnung aus.

In der Kreideformation kennen wir bisher keine oolithischen Eisenerzlager, dagegen treten sie häufiger im Tertiär auf. In einer Flachbohrung auf holländischem Gebiet bei Winterswyk in der Nähe der deutschen Grenze fand man an der Basis des Tertiärs, mutmaßlich im Eozän, ein rotes oolithisches Erz, welches aus Roteisenkügelchen besteht, die durch eine tonige Substanz verkittet werden; weitere Bemühungen, die Fortsetzung des Erzlagers zu finden, hatten leider keinen Erfolg. Auch auf dieses Erzlager wurde die Bezeichnung Minette angewandt.

Schon oben besprochen sind die tertiären, zum Teil in Trichtern von Kalkplateaus des verschiedensten geologischen Alters auftretenden oolithischen Bohnerze, deren Kügelchen im Gegensatz zu den Minetten, die durchweg feinkörnig sind, größere Dimensionen (Erbsen- bis Bohnengröße) erreichen können. Sie sind meist vergesellschaftet mit Ton und mit Bruchstücken zerstörter älterer Eisenerzlager. Ein festes Bindemittel kennt man bei ihnen nur selten.

Im Quartär werden die oolithischen Eisenerze durch Seeerze, die ebenfalls hauptsächlich aus Kügelchen bestehen, ersetzt (S. 467—473).

Die Nomenklatur der oolithischen Eisenerze ist also keine einheitliche. Für eine große Gruppe von Erzlagern gebraucht man den Namen Minette, während eine andere Gruppe als Bohnerze bezeichnet wird. Wir möchten vorschlagen, künftighin an folgender Nomenklatur festzuhalten:

1. Minetten sind mehr oder weniger feinkörnige oolithische Eisenerze, bei denen das Bindemittel aus verschiedenem Material bestehen kann. — Es empfiehlt sich außerdem, den Ausdruck Minette auf jurassische Erze zu beschränken.

2. Bohnerze sind lockere, oolithische Eisenerze, deren Körner oder Kugeln meist größeren Durchmesser haben, sie sind häufig mit Ton- und Erzfragmenten vergesellschaftet und haben meist tertiäres Alter.

3. Es bleiben dann eine Reihe von Erzlagern übrig, welche in der Struktur mit den Minetten große Aehnlichkeit haben, aber in der Regel ein höheres geologisches Alter aufweisen.

Wirtschaftliche Bedeutung: In der Regel haben die oolithischen Eisenerze keine hohen Metallgehalte. Bei den meisten schwankt der Durchschnittsgehalt zwischen 28 und 35 Proz.; eine Ausnahme macht das Clintonerz mit einem Gehalt bis 48 Proz.

Trotz des im allgemeinen geringen Metallgehaltes spielen die oolithischen Erze infolge ihrer großen Verbreitung eine überaus bedeutende Rolle. Der Gesamtvorrat des lothringischen Minettebezirks ist auf ca. 2000 Mill. t mit 700 Mill. t Eiseninhalt berechnet worden. Zu der gesamten deutschen Eisenerzförderung des Jahres 1910 von 22,9 Mill. t

steuerte der Minettedistrikt Lothringens nicht weniger als 16,6 Mill. t bei (siehe die Zusammenstellung am Schluß des Kapitels).

Bei der Erörterung der Genesis ist in erster Linie hervorzuheben, daß die oolithischen Eisenerze in struktureller Beziehung eine große Aehnlichkeit, häufig sogar eine Identität, mit den rezenten Seeerzen zeigen. Beide Arten von Eisenerzen bestehen im wesentlichen aus konzentrischschaligen Erzkügelchen, und der Unterschied beruht in vielen Fällen nur darauf, daß das Bindemittel bei den oolithischen Eisenerzen in der Regel fest, bei den Seeerzen dagegen weich ist. Ueberhaupt gleicht die Mehrzahl der Erzoolithe der früheren geologischen Perioden in genetischer Beziehung in der Hauptsache den Seeerzen.

Weitere Stützpunkte für eine sedimentäre Entstehung finden wir darin, daß die Eisenoolithe oft ziemlich regelmäßige Lager, mit auffallend großer Flächenausdehnung bilden, und daß häufiger innerhalb desselben Erzgebiets mehrere Erzschichten übereinander folgen, wobei jede Schicht in großer Ausdehnung eine konstante oder fast konstante Zusammensetzung zeigt. Wir weisen weiter darauf hin, daß die Erzoolithe in einigen unserer Gebiete in fast ungestörter Lagerung auftreten.

Gegen die Sedimentationstheorie ist gelegentlich der Einwand erhoben worden, daß man eine so riesenhafte Menge von Eisenverbindungen wie diejenige, um welche es sich z. B. in den flözartigen jurassischen Lagerstätten handelt, durch Zufuhr von Oberflächenlösungen nicht erklären könne. Da aber die rezenten Seeerze die Massentransporte von Eisen in Oberflächenlösungen erweisen, erscheint der Einwand bedeutungslos.

Nach der von einigen Forschern verfochtenen Anschauung sollen die Eisenoolithe oder jedenfalls einige Vorkommen nicht primäre Sedimente, sondern metasomatische Umwandlungsprodukte von Kalkoolithen durch eingewanderte Eisenlösungen darstellen. Die Möglichkeit einer solchen Entstehung läßt sich bei vereinzelten Vorkommen nicht leugnen; für viele Gebiete ist aber die primäre Entstehung so gut wie nachweisbar. Wir gehen bei der Besprechung der Minetten in Lothringen-Luxemburg auf diese Frage nochmals näher ein.

Die Bildung einiger Bohnerzvorkommen durch Lateritisierung u. s. w. wird ebenfalls später erörtert.

Das Minette-Gebiet von Lothringen und Luxemburg und in dem angrenzenden französischen Dept. Meurthe-et-Moselle.

Literatur.

L. van Werveke, Bemerkungen über die Zusammensetzung und Entstehung der lothringisch-luxemburgischen oolithischen Eisenerze (Minetten). Ber. über die 34. Vers. d. oberrhein. geol. Ver. zu Diedenhofen 1887, S. 19. — Wandesleben, Das Vorkommen der oolithischen Eisenerze (Minette) in Lothringen, Luxemburg und dem östlichen Frankreich u. s. w., St. u. E. 1890, S. 677. — L. van Werveke, Magneteisen in Minetten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 497. — L. Hoffmann, Magneteisen in Minetten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 68. — E. Schrödter, Ueber die Eisensteinvorkommen in Lothringen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 295. — E. W. Benecke, Beitrag zur Kenntnis des Jura in Deutsch-Lothringen. Abh. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. N. F. Heft 1, 1898. — Fr. Greven, Das Vorkommen des oolithischen

Eisenerzes im südlichen Teile Deutsch-Lothringens. Stahl u. Eisen 1898, S. 1. — W. Kohlmann, Die Minetteformation Deutsch-Lothringens nördlich der Fentsch. Stahl u. Eisen 1898, S. 593. — W. Albrecht, Die Minetteablagerung Deutsch-Lothringens nordwestlich der Verschiebung von Deutsch-Oth. Stahl und Eisen 1899. — O. Lang, Die Bildung der oolithischen Eisenerze Lothringens. Stahl u. Eisen 1899, S. 714. — Uebersichtskarte der Eisenerzfelder des westlichen Deutsch-Lothringens. 1 : 80 000. 3. Aufl. Straßburg 1905. Herausg. von der Geol. Landesanstalt Elsaß-Lothringens. — H. Ansel, Die oolithische Eisenerzformation Deutsch-Lothringens. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 81. — L. Blum, Zur Genesis der lothringisch-luxemburgischen Minette. Stahl u. Eisen 1901, XXI, S. 1285. — L. van Werveke, Bemerkungen über die Zusammensetzung und Entstehung der lothringisch-luxemburgischen oolithischen Eisenerze. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 396. — E. W. Benecke, Gliederung der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen. Mitt. d. geol. Landesanst. von Elsaß-Lothringen 1902, Bd. V, S. 139. — L. Hoffmann, Das Vorkommen der oolithischen Eisenerze (Minette) in Luxemburg und Lothringen. Neues Jahrb. f. Min. 1902, II, S. 88. Siehe auch Stahl u. Eisen 1896, N. 23, 24. Glückauf 1899, S. 640. — W. Kohlmann, Die Minettenablagerungen des lothringischen Jura. Stahl u. Eisen 1902, S. 493—503, 554—570, 1273—1287, 1340—1351. — Kohlmann, Ueber das deutsch-französisch-luxemburgische Minettevorkommen nach den neueren Aufschlüssen. Zeitschr. Ver. Deutsch. Ingen. 1902, 46, S. 358. Chem.-Zeitung 1902, 26, S. 218. — L. van Werveke, Ueber das Vorkommen, die mineralogische Zusammensetzung und die Entstehung der deutsch-lothringischen und Luxemburger Eisenerzlager. Bull. mens. Luxemburg 1902. — O. Lang, Das lothringische Eisenerzlager. Glückauf 1903, S. 649, 687. — Krell, Uebersicht über die Eisenindustrie in Lothringen und Luxemburg, sowie im angrenzenden Longwyer und Nancyer Erzbecken. Zum 9. Bergmannstage überreicht 1904. — Benecke, Die Versteinerungen der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. N. F. 1905, Heft 6. — G. Einecke u. W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Herausg. von der Preuß. geol. Landesanst. Berlin 1910. — Ueber den französischen Anteil des Minettegebietes: G. Rolland, Sur les gisements de minerais de fer ool. du nouveau bassin de Briey, Comptes Rendus Ac. Sc. 17. Januar 1898. — A. Pirard, Sur la partie nord du bassin minier lorrain luxembourgeois, Rev. univers. des mines Bd. LV. 1901. — F. Schmidt, Le gis. des mines de fer du bassin de Briey et de la Lorraine allem., Rev. univers. d. Mines Bd. LV. — Laur, Et. du bass. fer. de Briey. — Villain, Le gis. de min. de fer ool. de la Lorraine Ann. d. Mines, févr. et mars 1900 und Comptes Rendus 1901. — P. Nicou, Le bassin ferrifère de Briey, La Nature 28. XII. 1907. — Derselbe, Les ressources de la France en minerais de fer. The Iron Ore Resources of the World. XI. Internationaler Geologenkongreß. Stockholm 1910.

Die lothringische Hochebene wird von den Ardennen, der Eifel, dem Hunsrück und den Vogesen begrenzt, die zusammen einen großen nach Westen geöffneten Halbkreis bilden. Zum westlichen Teil dieser Hochebene gehört das Plateau von Briey, welches sich vom Südrand der Ardennen bis südlich Metz ausdehnt (Fig. 119a und Bd. I, Fig. 17 u. 158).

Am Aufbau der lothringischen Hochebene beteiligen sich die Minettelager, die im Osten einen Streifen von 18—20 km Breite bei 55—60 km nordsüdlicher Länge einnehmen. Wie weit das Lager sich über diese bisher bekannte Breite hinaus nach Westen erstreckt, müssen spätere Aufschlüsse ergeben. In der südlichen Fortsetzung des Streifens liegt, von dem Hauptgebiete durch eine 25 km lange unbauwürdige Partie getrennt, ein kleineres Minettegebiet bei Nancy, welches südlich dieser Stadt beginnend sich bis 20 km nördlich von ihr erstreckt.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Minette bedeckt mit einem schmäleren östlichen Streifen deutsches, mit einem breiteren westlichen Streifen

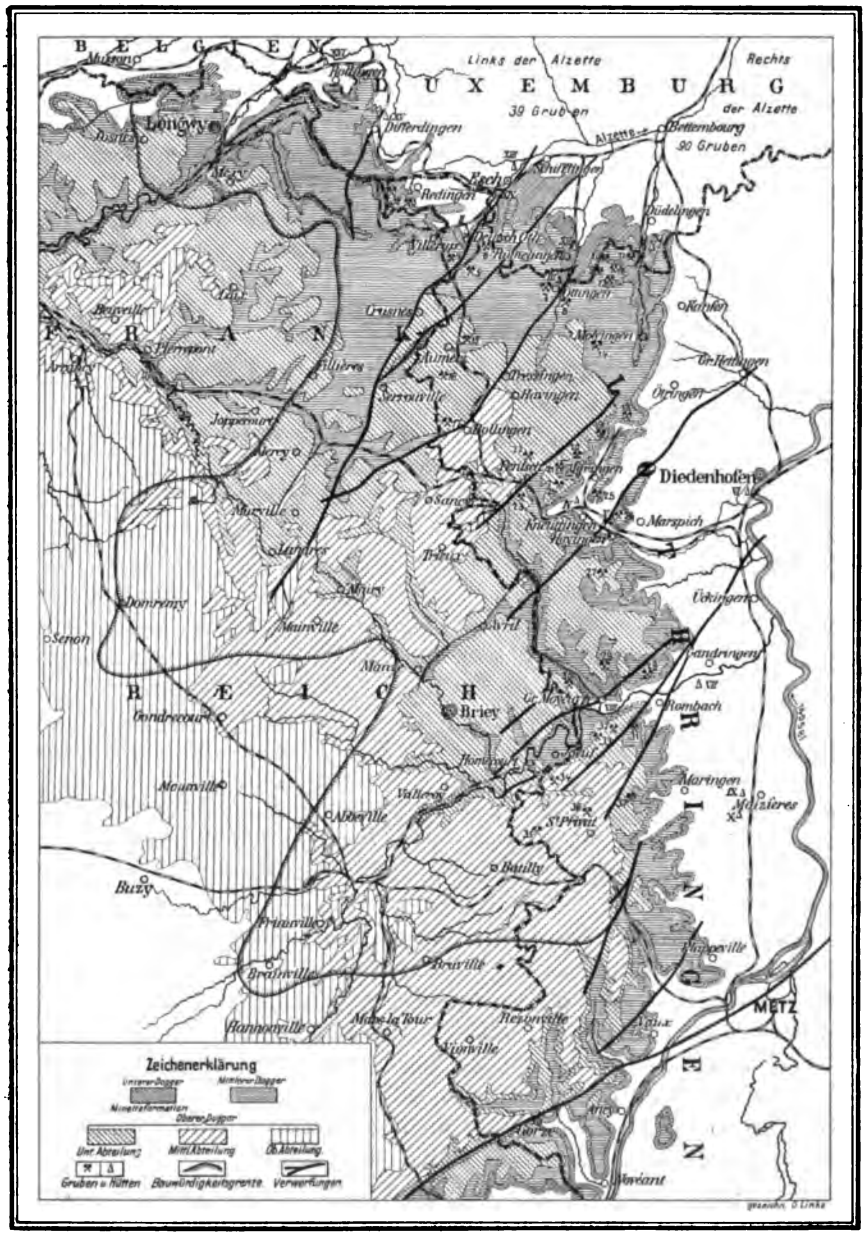


Fig. 119 a. Das Verbreitungsgebiet der Minettelager in Lothringen, Luxemburg und Frankreich mit den Hauptverwerfungen. (Nach van Werveke, bezw. Krusch.)

französisches und schließlich mit einer nördlichen Randzone luxemburgisches Staatsgebiet (s. Bd. I, Fig. 158).

Wichtige Industrieorte sind: Groß Moyeuvre, Fentsch, Algringen,

Aumetz-Friede, Düdelingen, Rümelingen, Deutsch-Oth, Differdingen, Redingen, Hussigny, Longwy, Briey und Nancy.

Der geologische Aufbau des Gebietes zeigt sich am klarsten in den tiefen Erosionstälern, die die Hochebene von Briey durchschneiden, zu ihnen gehören das Mosel-, Orne-, Fentsch-, Algringer-, Meurthe-Tal u. s. w.

Die Erzlagerstätten beschränken sich auf den Oberen Lias und den Dogger. Der Obere Lias besteht zu unterst aus dünnplattigen, bituminösen Schichten, während in der oberen Abteilung schwarze Mergel vorherrschen. Ueber ihnen folgt die Erzformation, die in paläontologischer Beziehung nicht scharf vom Lias getrennt werden kann, wenigstens haben sich die deutschen und französischen Geologen über diese recht wichtige Grenze bisher nicht einigen können. Van Werveke rechnet die erzführenden Schichten zum Unteren Dogger (Horizont mit Trigonia navis und Ammonites Murchisoni); die französischen Forscher dagegen zählen die Minettelager noch zum Lias, so daß der Dogger nach dieser Bezeichnungsweise erst über ihnen beginnt.

Im Hangenden der Erzformation liegt ein 20—30 m mächtiger wasserundurchlässiger Mergelschichtenkomplex von dunkelblauer Farbe, den der Bergmann als „hangenden“ Mergel bezeichnet. Van Werveke rechnet ihn zu den Schichten von Charennes, deren höhere Lagen aus einer Wechsellagerung von Kalk- und Mergelbänken bestehen.

Wenn auch alle Schichten des Unteren Dogger eisenhaltig sind, so zeigen die einzelnen Minettelager doch eine scharfe Grenze gegen das Hangende und Liegende, so daß sie mit Recht als selbständige Flöze oder Lager, die sich nicht nur durch den relativen Eisengehalt von dem Nebengestein unterscheiden, angesehen werden. Die Gesamtheit der Minettelager und des Nebengesteins bezeichnet der Deutsche als „Minetteformation“, der Franzose als „formation ferrugineuse“.

Im Süden der Hochebene von Briey und an deren Ostrande zeigt die Formation 15—20 m Mächtigkeit, nach Norden und Westen wächst sie erheblich an, so daß sie bei Esch und Bollingen das Maximum von 60 m erreicht.

Kleinere mehr oder weniger scharf umgrenzte Gebiete haben innerhalb des Gesamtverbreitungsbezirkes besondere Namen. So unterscheidet man in Luxemburg das bassin d'Esch-Dudelange (Gegend von Esch, Rüdelingen und Düdelingen) und das bassin de Belvaux-Lamadelaine (Gebiet von Belvaux-Lamadelaine). In Deutsch-Luxemburg trennen die Fentsch und Orne das Gebiet in drei Teile, nämlich nördlich der Fentsch die Hochebene von Aumetz-Arsweiler, außerdem das Gebiet zwischen Fentsch und Orne und schließlich das Gebiet südlich der Orne.

In Frankreich richtet man sich nach den Bauwürdigkeitsgrenzen und unterscheidet von Norden nach Süden das bassin de Longvy, das bassin du milieu und das bassin de l'Orne.

Die verschiedenen durch blaue und graue Mergel voneinander getrennten Minettelager zeichnen sich durch rote, braune, schwarze, gelbe und graue Farbe, nach der sie benannt werden, aus.

Alle Erzlager sind oolithisch; die einzelnen Körnchen haben durch-

schnittlich $1/4$ mm Durchmesser und werden bald durch eine kalkige, bald durch eine tonige oder kieslige Grundmasse verbunden. Sie sind rund oder platt oder ganz unregelmäßig; sobald sie eine Längsachse haben, liegt diese in der Schichtenebene.

Der Eisengehalt ist vor allen Dingen in den Oolithen enthalten, er ist deshalb annähernd proportional der Menge der letzteren. Die mineralogische Zusammensetzung der Oolithe ist noch nicht völlig geklärt. Nach den Untersuchungen von Blum bestehen sie nicht nur aus Brauneisen, sondern auch aus kohlensaurem Eisenoxydul, Eisenoxydoxydul und aus Eisenoxydulsilikaten.

Kohlmann und van Werveke nehmen auch Eisen-Tonerde-



Fig. 120. Mikroskopisches Bild der Lothringischen Minette i. M. 50 : 1. Grube Moyeuvre, rotsandiges Lager.

und Eisen-Magnesium-Tonerdesilikate an, also Verbindungen, ähnlich dem Thuringit und Chamosit. Die Eisenoxydhydrate finden sich vor allen Dingen häufig in der Nähe des Ausgehenden und in der Nachbarschaft von Verwerfungen, im übrigen stellen sich andere Eisenverbindungen reichlich ein und zwar ist in den oberen Lagern mehr Oxyd, in den unteren mehr Oxydul vorhanden. Ob es sich hier, wie Kohlmann annimmt, um primäre Teufenunterschiede handelt, oder ob sekundäre Vorgänge vorliegen, bedarf noch der Entscheidung.

Innerhalb der Erzlager sind Kalksteineinlagerungen in Form von Nieren und Bänken oder unregelmäßigen, vorwiegend langgestreckten Maßen recht häufig. Sie können bis zwei Drittel der Lagermächtigkeit ausmachen. Der Uebergang zwischen diesen Kalksteinen und dem Erz ist ein allmählicher. Nicht selten stellen sich Mergel in dünnen Bänken ein, mitunter eine Wechsellagerung mit Erz erzeugend. Während die

Trennung des Erzes vom Kalkstein eine leichte ist, verunreinigt der zum Zerfall neigende Mergel häufig das Fördergut. An den Grenzen gehen die Minettelager allmählich in eisenarme Kalksteine, Mergel und sandige Mergel über. Wenn auch die Verbreitung der verschiedenen Minettelager keine gleichmäßige ist, so fallen doch die Grenzen der eisenreichen Partien annähernd mit der Bauwürdigkeitszone der Lager zusammen. Auch innerhalb der bauwürdigen Fläche ist die petrographische Beschaffenheit der Erzlager und der Zwischenmittel recht verschieden. So können aus Zwischenmitteln Erzlager entstehen und diese in taube Zwischenmittel übergehen.

Die für einzelne Lager charakteristischen kalkigen bezw. kiesligen Beimengungen unterliegen innerhalb ein und desselben Lagers bedeutenden Schwankungen.

Kohlmann stellt folgende Reihe der Minettelager auf:

	Hangende Mergel,
Hangendes Lager	Rotes sandiges Lager,
Mittlere kalkige Gruppe	Rotes kalkiges Lager, Gelbes Lager, Graues Lager.
Untere kieslige Gruppe	Braunes Lager, Schwarzes Lager, Grünes Lager,
	Liegende Mergel.

Im Niveau des gelben und in dem des roten kalkigen Lagers unterscheidet van Werveke mehrere erzführende Horizonte. Die drei untersten, das grüne, schwarze und braune zeichnen sich durch ihren Kieselsäuregehalt aus und werden daher von ihm als untere kieslige Gruppe zusammengefaßt, welche durch die mittlere kalkige Gruppe (graues, gelbes und rotkalkiges Lager) vom hangenden rotsandigen Lager getrennt ist.

Die Mächtigkeit der einzelnen Lager kann bis 7 m erreichen.

Das wichtigste Lager ist das graue, welches in bezug auf Zusammensetzung, Mächtigkeit und Verbreitung am konstantesten ist; im luxemburgischen und deutschen Teile zeigt sich dieses Lager durchweg gut ausgebildet. Meist ist das Erz grau, enthält aber auch rötliche, bräunliche und grünliche Partien. Die Maximalmächtigkeit von 7 m ist nicht immer durchgehends bauwürdig. Im Durchschnitt enthält es 28—40 Proz. Fe, 10—15 CaO und 5—10 SiO_2. Da die Erzlager verarmen, die Zwischenmittel sich anreichern können, sind in der Minetteformation, abgesehen von den Erzen, erhebliche Mengen von eisenreichen Zuschlägen vorhanden.

Die tektonischen Verhältnisse des Gebietes sind einfach. Die Schichten fallen meist mit 3°, selten bis 7° nach Westen ein (Fig. 17, Bd. I, S. 16). In manchen Gebieten ist eine flache Faltung nachweisbar, wobei die Sattel- und Muldenlinien nordöstlich verlaufen. Während am Ostrande westliches Einfallen zu beobachten ist, sind die Schichten am Nordrande südöstlich bis südlich geneigt; im Nordwesten stehen sie in fast horizontaler Lagerung zutage an, im Südwesten liegen sie am tiefsten.

Die regelmäßige Lagerung wird durch zahlreiche Verwerfungen gestört, die plötzliche erhebliche Niveauunterschiede ein und desselben Lagers erzeugen können. Sie streichen meist nordöstlich, also parallel den flachen Sätteln und Mulden; gewöhnlich fallen sie mit 60—70°, teils nach Nordwesten, teils nach Südosten ein.

Die hauptsächlichsten Sprünge sind von Nordwest nach Südost: die Sprünge von Gorcy, Saulnes, Differdingen - Godbrange, Deutsch-Oth, der Mittelsprung, die Sprünge von Oettingen, Fentsch, Avril, Hayingen, Groß Moyeuvre, Rombach, Verneville-Flavigny, Gravelotte und Metz.

Die Verwurfshöhe schwankt zwischen wenigen Metern und 150 m. Die Sprünge erzeugen zwar häufig Horste und Gräben, doch ist eine treppenförmige Staffelung besonders bemerkenswert.

Auf den Bergbau gewinnen die Verwerfungen infolge ihrer meist geringen Verwurfshöhen und der großen Entfernung der Sprünge voneinander keinen erheblichen Einfluß. Am störendsten wirken sie durch die Verletzung der hangenden wasserundurchlässigen Mergel- und Tonschichten.

Die Genesis der Minettevorkommen ist noch nicht völlig geklärt. Es werden hauptsächlich zwei Ansichten vertreten. Nach der einen sind die Erze syngenetisch als Niederschlag aus dem Meereswasser gebildet, nach der anderen lagen ursprünglich Kalkoolithe vor, welche durch später eingewanderte Eisenlösungen metasomatisch zu Eisenoolith umgewandelt wurden. Gegen diese letztere Theorie spricht, daß man Zuführungskanäle für diese Eisenlösungen, welche im Liegenden der Minetteformation zu finden sein müßten, nicht kennt und auch nirgends bei dem Abbau eine Stütze für diese Erklärung gefunden hat. Als solche Zuführungskanäle können auch nicht die zahlreichen Verwerfungen in Frage kommen, da die Erzlager in ihrer Nähe erfahrungsgemäß eisenärmer sind als in größerer Entfernung. Gegen diese Theorie spricht weiter, daß den Erzlagern benachbarte Schichten mit nichtoolithischen und wenig widerstandsfähigen Kalken keine Umwandlung zu Eisenerz zeigen. Sie müßten sich aber in gleicher Weise wie die Minetteschichten von den Kanälen durchsetzt zeigen.

Man könnte nun an deszendierende Eisenlösungen denken. Diese Annahme entbehrt aber ebenfalls jeder Stütze, da die hangenden Schichten der Minetteformation nicht durch einen besonderen Eisengehalt ausgezeichnet sind. — Wir halten die Lager für echte Sedimente.

Ueber die Zusammensetzung der Minette gibt die Tabelle auf S. 498 Auskunft.

Die wirtschaftliche Bedeutung des Minetteerzes ist infolge der günstigen Abbaubedingungen, der regelmäßigen Zusammensetzung der Erzlager und der Struktur eine außerordentliche, obgleich die Minette an sich das ärmste unter den bauwürdigen Eisenerzen darstellt. Vom Durchschnittsgehalte von 33—35 Proz. Fe werden annähernd 26—28 Proz. zur Deckung der Gesamtunkosten gebraucht.

Zusammensetzung der Minette Deutsch-Lothringens.

(Nach Kohlmann u. a.)

		Mächtigkeit m	Fe	CaO	SiO_2	Al_2O_3	Bemerkungen
Nordwestlicher Teil zwischen Deutsch-Oth und Bollingen	Graues Lager: Gruben St. Michel, Rote Erde	3—5	29—33	15—17	5—10	—	
	Braunes Lager: Gruben St. Michel, Rote Erde	3—3,5	38—39	4—9	3—13	—	
	Braunes Lager: Bohrung Feld August	3,5	39	5	16	7	
Südöstlich von Bollingen	Unteres, rotkalkiges Lager	—	35	12	7	—	
	Gelbes Lager	3—4	24	13	24	6	
	Graues Lager	3—4	33	18	10	4	
Nordöstlicher Teil des Plateaus von Aumetz-Arsweiler	Rotsandiges Lager: Grube Oettingen	—	36	2—3	26—27	—	
	Unteres, rotkalkiges Lager: Grube Oettingen	—	34	15	8	—	
	Gelbes Lager: Grube Oettingen	—	33—36	10—12	9—10	—	
	Graues Lager	3	32	15	9	—	
Algringer Tal	Graues Lager	2—3,5	31	18	8	2,3	
	Schwarzes Lager: Grube Friede	—	36—37	6—7	14—15	—	
	Graues Lager insgesamt	2—4	28—40	10—15	5—10	—	
Grube Neufchef zwischen Fentsch u. Orne	Rotkalkiges Lager	1,20	40	9,5	9,5	5	nach dem Aushalten eisenarmer Kalkwacken
	Graues Lager	4,20	40	7	9	—	
	Schwarzes Lager	2,20	30	6	24,5	6	
Grube Hayingen	Graues Lager	2—4	30—32	12—15	6—7	4	
Grube St. Paul südlich der Orne	Gelbes Lager	2,20—2,50	36	12	8,4	—	
	Graues Lager	2,60—3,80	37,4	9,2	6,8	—	
	Braunes Lager	2,00	34,3	8,6	16,6	7	
	Schwarzes Lager	1,50—1,80	30	6	24,5	8	
Grube Maringen	Schwarzes Lager	1,50—9,5	34	9—10	12—14	—	

Als Ergänzung dieser Angaben dürften folgende den Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringen entnommene Durchschnittszahlen dienen:

	Fe_2O_3	Fe	CaO	MgO	P_2O_5	SiO_2	Al_2O_3	SO_3	CO_2	H_2O
Rotsandiges Lager .	44,5	31,2	5,3	0,5	1,6	33,6	4,2	0,1	4,1	6,6
Rotes Lager . . .	60,6	42,4	6,2	0,5	1,8	9,9	5,5	0,1	4,9	10,1
Graues Lager . .	45,5	31,9	19,0	0,5	1,7	7,9	2,3	0,1	14,3	8,0
Schwarzes Lager .	57,5	39,9	5,9	0,5	1,7	15,1	5,2	—	4,5	9,3

Am reichsten ist das rote kalkige Lager mit zum Teil 40prozentigem Erz, es ist aber in der Hauptsache abgebaut. Bei vielen Lagern steigt der Eisengehalt zugleich mit dem Kieselsäuregehalt, so daß sich die Unkosten für Zuschläge erheblich vermehren. Eine günstige Zusammensetzung hat vorzugsweise das graue Lager. Es liefert entweder selbstgehende Erze oder solche, die nur geringe Zuschläge aus in der Nähe befindlichen Lagern bezw. Schichten erfordern. — Der Phosphorgehalt reicht durchgehends für das Thomasverfahren aus, dagegen muß der Mangangehalt künstlich erhöht werden und zwar rechnet man 2,5—3 Mk. pro Tonne Roheisen als Zuschlag für Mangan. Die Porösität der Erze macht sie leicht reduzierbar und schmelzbar und der in vielen Schichten enthaltene Kalkgehalt erleichtert die Verhüttung noch mehr. Trotz dieser im allgemeinen günstigen Bedingungen würde die Bauwürdigkeitsgrenze noch weiter durch Ersparnis an Fracht, Kosten für Koks und Eisenfabrikate herabgesetzt werden können. Man hofft in der Zukunft kalkige Minetten bis 25 Proz. mit Vorteil abbauen zu können.

Die Produktion des lothringischen Minettegebietes geht für die Jahre 1901—1911 aus folgender Tabelle hervor:

Produktion, Ausfuhr und Verbrauch lothringischer Minette.

Jahr	Eisenerzförderung	Ausfuhr nach deutschen Industriebezirken (Saarbezirk und Westfalen)	Ausfuhr nach Belgien und Frankreich	Anteil an der Eisenerzförderung des deutschen Zollgebietes
	t	t	t	v. H.
1901	7 595 000	2 272 000	528 000	46
1902	8 793 000	2 944 000	556 000	49
1903	10 683 000	3 347 000	644 000	50
1904	11 135 000	3 327 000	662 000	50
1905	11 968 000	3 486 000	869 000	51
1906	13 834 000	4 309 000	839 000	52
1907	14 208 000	4 425 000	808 000	54
1908	13 282 000	4 581 000	716 000	54
1909	14 443 000	4 558 000	733 000	54
1910	16 652 000	5 480 137	894 278	65
1911	17 754 571	5 335 288	858 212	61

Die Vorräte hat Kohlmann besonders sorgfältig berechnet; danach kann man in Deutsch-Lothringen und Luxemburg mit

ca. 2130 Mill. t rechnen, wenn man die heutigen wirtschaftlichen Bedingungen zugrunde legt.

Geschichte: Die Minette kann man erst seit der Entdeckung des Thomasverfahrens verarbeiten. Das deutsch-lothringische Minettegebiet kam beim Friedensschluß 1871 an Deutschland. Es lieferte im Jahre 1873 also bei Beginn des Bergbaues unter deutscher Herrschaft 809 541 t im Werte von 2 593 896 Mk. und zwar auf 33 Gruben mit 1905 Arbeitern. Seit jener Zeit ist die Bedeutung des Distriktes schnell gestiegen. Im Jahre 1903 wurden 10 683 042 t im Werte von 28 130 000 Mk. auf 50 Gruben mit 11 010 Arbeitern produziert. Die amtliche Statistik gibt für das Jahr 1909 14 441 208 t im Werte von 38 598 000 Mk. und mit einem Durchschnittsgehalt von 28,5 Proz. Fe an. Die entsprechenden Zahlen für das Jahr 1910 sind 16 652 143 t Erz mit einem Durchschnittsgehalt von 28,8 Fe im Werte von 45 155 000 Mk. Im Betriebe waren in diesen beiden Jahren 45 bezw. 46 Gruben. Der lothringische Minettebezirk dürfte von 1873—1912, also in 40 Jahren, ca. 280 Mill. t Erz geliefert haben.

Die luxemburgische Minette wurde im Jahre 1870 als konzessionsfähig erklärt; hier reichen die Anfänge des Bergbaus bis zum Jahre 1860 zurück. Von 1868 bis 1909 sind ca. 150 Mill. t gewonnen worden. Die Produktion Luxemburgs betrug im Jahre 1909 ca. 11,1 und 1910 ca. 8,9 Mill. t.

Der Bergbau im französischen Minettegebiet entwickelte sich in ganz ähnlicher Weise wie in den vorgenannten. Auch dieser Bezirk hat trotz des geringen Gehaltes der Erze eine große Bedeutung.

Es wurden gefördert in Französisch-Lothringen:

im Jahre 1905	6 399 000 t
„ „ 1906	7 399 000 t
„ „ 1907	8 822 000 t
„ „ 1908	8 452 000 t
„ „ 1909	10 673 000 t
„ „ 1910 . . ca.	13 000 000 t

Den französischen Gesamtvorrat berechnet man auf drei Milliarden Tonnen.

Die oolithischen minetteähnlichen Lias-Eisensteine Norddeutschlands.

Literatur.

v. Strombeck, Der obere Lias und braune Jura bei Braunschweig. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1853, Bd. V, S. 81. — Vüllers, Die Eisenerzlagerstätten des Juras des südlichen Teutoburger Waldes und die dortigen bergbaulichen Verhältnisse. Berggeist 1858, IV, S. 558. — U. Schlönbach, Ueber den Eisenstein des mittleren Lias im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1863, S. 465. — Schlüter, Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1866, S. 35. — K. Emerson, Die Liasmulde von Markoldendorf bei Einbeck. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch. 1870, S. 271. — G. Klüpfel, Der Lias-Eisenstein von Harzburg. Berg- u. Hüttenm. Zeitung 1871, S. 21. — Haniel, Ueber das Auftreten und die Verbreitung des Eisensteins in den Juraablagerungen Deutschlands. Zeit-

schrift d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1874, Bd. XXVI, S. 59. — A. v. Groddeck, Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Göttingen 1879. — Heusler, Ein neu aufgeschlossenes oolithisches Eisenerzvorkommen in der Juraformation des Teutoburger Waldes. Naturh. Verh. 1882, S. 114. — Fr. Kuchenbuch, Das Liasvorkommen bei Volkmarsen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1890, S. 74. — A. Rotpletz, Ueber die Bildung der Oolithe. Bot. Zentralbl. 1892, Nr. 35. — Simmersbach, Der Harzburger Eisenerzbergbau. Stahl u. Eisen 1894, S. 968. — L. v. Werveke, Oolithische Eisenerze. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, S. 400. — F. M. Stapff, Oolith und ähnliche Eisenerzkörner. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, S. 326. — v. Koenen, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen. Bl. Westerhoff 1895. — Knackstedt, Geologisches und Bergmännisches vom Harzburger Eisenstein. Berg- u. Hüttenm. Zeitung 1902, S. 169, 181. — Bornemann, Ueber die Liasformation in der Umgegend von Göttingen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1904. — Grupe, Präoligozäne und jungmiozäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1908. — Geologische Spezialkarte der Blätter Alfeld, Altenbeken, Dassel, Driburg, Einbeck, Gandersheim, Gr. Freden, Gronau, Göttingen, Harzburg, Lichtenau, Lindau, Möringen, Nörten, Westerhof, Willebadessen. Herausg. von der Preuß. Geol. Landesanst. Berlin. — G. Einecke u. W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Herausg. von der Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1910.

Die Erze treten vorzugsweise im Mittleren Lias und zwar hauptsächlich in der Zone des Ammonites Jamesoni, in einigen Fällen auch im Unteren Lias in den Schichten des Ammonites Bucklandi oder in den Arietenschichten auf. Ab und zu trifft man auch Flöze in noch höheren Horizonten des Lias, sie haben aber geringere Bedeutung. Bei mehreren Liasvorkommen findet sich außer der oolithischen noch die feinklastische Struktur; das Erz macht dann den Eindruck einer feinkörnigen, scharfkantigen Breccie. Die in Frage kommenden Erzgebiete sind durch die mesozoische Faltung, auf deren Bedeutung zuerst Stille hingewiesen hat, stark beeinflußt. Infolge dieser Vorgänge war die Abtragung eine bedeutende, so daß die heute bekannten Eisensteinlager nur die Reste größerer Platten darstellen, welche nach der Faltung größtenteils zerstört wurden.

Anderseits dürfte es sich bei all diesen Vorkommen auch ursprünglich kaum um so ausgedehnte Erzlager wie das lothringische Minettegebiet gehandelt haben.

Wir gehen auf die wichtigeren dieser Lagerstätten wenigstens mit einigen Worten ein.

In der Liasmulde von Altenbeken-Langeland treten am Ostrande des Eggegebirges (südlichster Teil des Teutoburger Waldes) mehrere oolithische Eisensteinflöze auf, die mit 35—37° nach Westen auf das Gebirge zu einfallen. Man kennt ein graubraunes oolithisches Eisenerzflöz von 1,1 m, ein rotes oolithisches von 2,2 m, ein graubraunes oolithisches von 1,2 und ein anderes graubraunes oolithisches von 1,3 m. Zusammen haben diese als Tagebauflöze bezeichneten Lager 5,8 m. Nach einem ca. 80 m mächtigen Zwischenmittel folgen nach dem Hangenden das Fundflöz (schwarzbraunes oolithisches Eisenerzflöz) mit 1,2 m und das Antoniusflöz (rotes oolithisches Eisenerzflöz) mit 4,5 m, so daß die Gesamteisenerzmächtigkeit 11—12 m innerhalb eines 280 m mächtigen

Komplexes beträgt. Die streichende Ausdehnung wird von Heusler beim Antoniusflöz bis zu 6 km angenommen, die Schichten bilden eine flache Mulde.

Die Erze enthalten 19—40, im Durchschnitt vielleicht 28 Proz. Eisen bei Spuren von Mangan, 7,3—26 CaO, 2—2,95 MgO, 0,04 bis 0,9 P, 9—25 SiO_2, 6,1—10,7 Al_2O_3 und 0,07—0,1 S. Es sind also arme Erze mit erheblichem Rückstand. Sie wurden früher von der ehemaligen Altenbekener Eisenhütte abgebaut; zurzeit liegt der Bergbau still.

Die Lagerstätte von Bonenburg gehört der zweiten Liasmulde der Egge an, die sich von Neuenheerse bis Bonenburg erstreckt, mehrfach

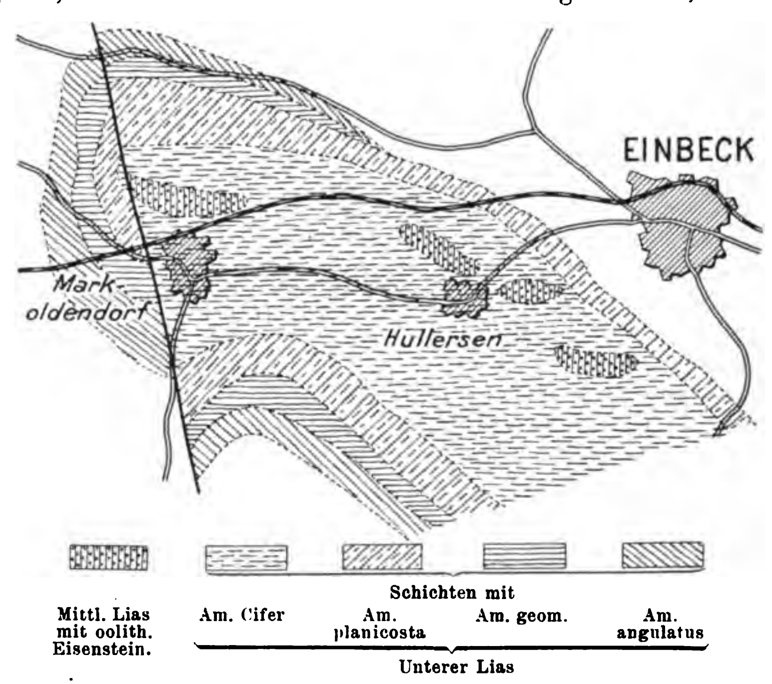


Fig. 121. Die Liasmulde von Markoldendorf i. M. 1 : 100 000. (Nach Emerson.)

unterbrochen ist und im südlichen Teile 0,5 km Breite erreicht. Sie wird im Osten von Keuper und Muschelkalk, im Westen von der Kreide der Egge begrenzt.

In den Liasschichten setzt neben einer größeren Anzahl von Sphärosideritflözen, deren Bedeutung gering ist, ein rotes Oolithflöz von 5—6 m Mächtigkeit auf, welches der mittleren Abteilung des Lias angehört. Es fällt mit 34—37° nach Südwesten ein und hat nur geringe streichende Ausdehnung. Nach den vorhandenen Versteinerungen, der petrographischen Beschaffenheit u. s. w. ist es mit dem Antoniusflöz von Langeland identisch. In seinem Hangenden sollen noch zwei oolithische Flöze von 1,10 bezw. 1,94 m Mächtigkeit auftreten, die früher ebenfalls abgebaut wurden.

Die Zusammensetzung der Erze ähnelt derjenigen von Langeland. Sie wurden früher von der Teutoniahütte bei Borlinghausen verschmolzen;

den Betrieb stellte man aus wirtschaftlichen Gründen ein, als sich die westfälische Großindustrie hob.

Das Vorkommen von W e l d a - V o l k m a r s e n gehört einer dritten Liasmulde an, welche sich südwestlich Warburg von Wethen über Welda bis Volkmarsen auf etwa 8 km Länge bei einer Breite von wenigen 100 m erstreckt. Das oolithische Eisenerzlager gehört dem Mittleren Lias an, hat 2—5 m Mächtigkeit und fällt mit etwa 35° nach Westsüdwesten

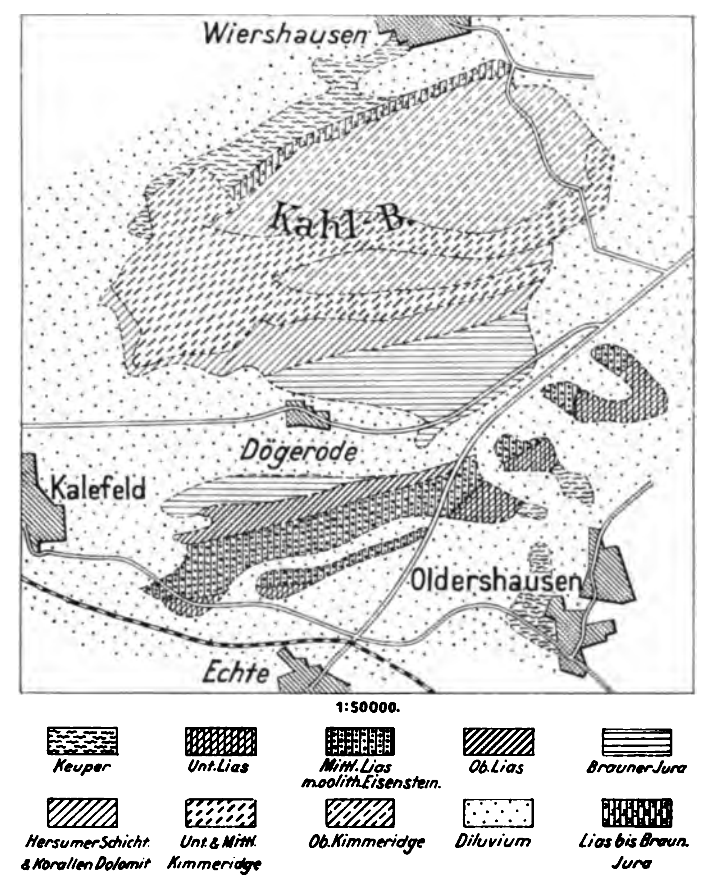


Fig. 122. Die Liasmulde von Kahlefeld-Echte. M. 1 : 50 000. (Nach E i n e c k e - K ö h l e r.)

ein. Es entspricht dem Antoniusflöz von Langeland und dem Hauptflöz von Bonenburg. Obgleich es sich nur um einen schmalen Liasgraben handelt, der beiderseits von Keuper und Muschelkalk umgrenzt wird, also nicht mit großem Vorrat gerechnet werden kann, hat man im südlichen Teile der Mulde in den letzten Jahren zahlreiche Versuchsarbeiten vorgenommen, welche ergaben, daß die Erze in der Tiefe besser werden. Die Zusammensetzung scheint günstiger als bei Langeland und Bonenburg, da der Kieselsäuregehalt unter 14 Proz. bleibt.

Die Erze wurden früher von der Eisenhütte zu Veckernhagen verarbeitet, sie hatten einen durchschnittlichen Eisengehalt von 30 Proz.

Reiche Eisenerze enthält die Liasmulde von Markoldendorf westlich von Einbeck (Fig. 121). Auch hier finden sich die oolithischen Erze im Mittleren Lias. Sie können 3—4 m Mächtigkeit erreichen. Die durchaus minetteähnlichen Bänke sind laubgrün, bläulich oder braun. Der Eisengehalt wird zu 30—36 Proz. angegeben.

Die Verbreitung der Eisenoolithe muß, da die Liasschichten nur inselförmig aus dem Diluvialsand hervorragen, durch Bohrungen festgestellt werden.

Am Kahlberg östlich von Kreiensen bei Kalefeld, Echte, Oldershausen und Wiershausen tritt der Jura in vollständiger Entwicklung

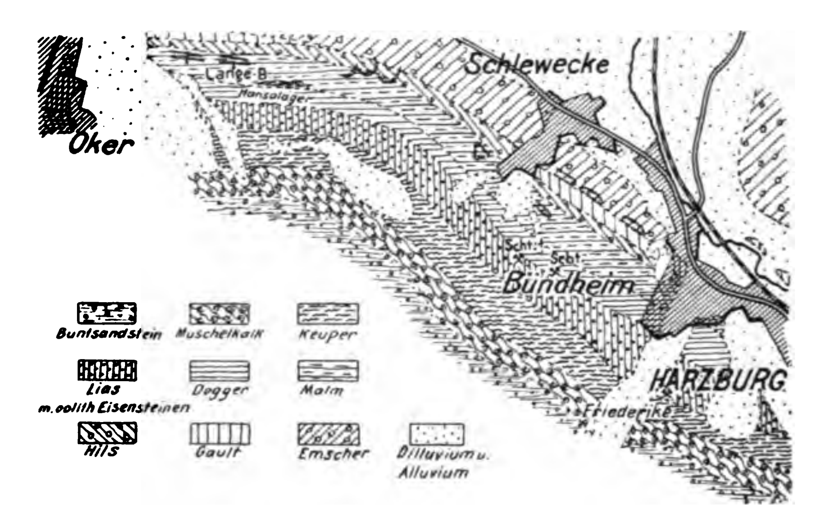


Fig. 123. Die Liasschichten bei Harzburg i. M. 1 : 50 000. (Nach Einecke-Köhler.)

auf (Fig. 122). Die mittlere Abteilung streicht am Südostrande zutage aus, und zwar fallen die Schichten mit bis 30° — in der Regel aber flacher — nach dem Berge ein. Das für den Bergbau in Frage kommende Verbreitungsgebiet beträgt mehrere Quadratkilometer.

Schloenbach gibt an, daß der dunkelrotbraune und sehr feinkörnige Eisenstein oolithisch ist, viele Versteinerungen enthält und 1,5 bis 2 m Mächtigkeit erreichen kann. Das Flöz gehört den Schichten des Ammonites Jamesoni an. Die alten Gruben bei Oldershausen sollen ebenfalls ein Lager mit 1,5—2 m Eisenstein ausgebeutet haben. Man baute die Erze früher für die Karlshütte bei Alfeld ab. Die alten Angaben über den Eisengehalt des Flözes — 34 bis 38 Proz. — scheinen nicht zuverlässig zu sein, wahrscheinlich stimmt die Zusammensetzung mit derjenigen der vorgenannten Erze überein. Jedenfalls scheinen die Lagerungsverhältnisse für einen Abbau günstig.

Das Eisensteinflöz am Heinberge bei Salzgitter gehört ebenfalls dem Mittleren Lias an. Es streicht zutage aus und fällt unter geringem Winkel nach Osten ein, die Lagerungsverhältnisse sind auf etwa 5 km Länge regelmäßig.

Die Mächtigkeit des oolithischen Eisensteins, der ein kalkiges Bindemittel zeigt und den Margaritatusschichten angehört, beträgt 1—2 m; der Eisengehalt soll jedoch sehr niedrig sein.

Am wichtigsten von diesen mitteldeutschen Vorkommen sind die Lagerstätten von Harzburg am Nordrand des Harzes (Fig. 123). In dieser Gegend kennt man folgende Eisenerzlagerstätten:

1. Die oolithischen minetteähnlichen Lias-Eisensteine der Grube Friederike.
2. Die oolithisch eisenhaltigen Kalksteine des Weißen Jura der Grube Hansa.
3. Die Brauneisenstein- und Phosphoritkonglomerate der Unteren Kreide (Neocom).
4. Die Eisensteinkonglomerate der Oberen Kreide (Emscher). (Siehe unten S. 535.)

Von wirtschaftlicher Bedeutung sind aber nur die an erster Stelle genannten.

Die geologischen Verhältnisse gehen aus Fig. 123 hervor; das Schichtenprofil zeigt von Westen nach Osten in nordwestlicher Richtung streichenden Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Lias, Dogger, Malm, Untere und Obere Kreide. Die Schichten liegen überkippt und fallen mit ca. 50° nach Süden, d. h. auf den Harz zu, ein.

Für die Erzführung kommt lediglich der Lias in Frage, und zwar nicht nur die Zone des Ammonites Jamesoni des Mittleren Lias, welche wir bereits bei den vorgenannten Lagerstätten kennen lernten, sondern auch die Arietenschichten des Unteren Lias.

Im Mittleren Lias hat das Eisensteinflöz 2 m Mächtigkeit; 80 m von ihm entfernt (geologisch gesprochen im Liegenden, aber der Ueberkippung wegen im bergmännischen Hangenden) folgt der reiche Eisensteinhorizont des Unteren Lias mit vier Lagern, welche 2, bezw. 2,5, 6,0 und 1 m Mächtigkeit haben und durch bis mehrere Meter mächtige Mittel von Ton und schwarzem Schiefer voneinander getrennt werden.

Die Grube Friederike baut drei Lager von 3, 2,50 und 6 m ab. Da die Gesamterzmächtigkeit im Mittleren Lias 14,50 m beträgt, ist das Vorkommen das bedeutendste im nordwestdeutschen Lias.

Von Wichtigkeit ist die geringe streichende Erstreckung der Eisenoolithe, welche im Osten und Westen nach 1100 bis 1200 m Länge in normaler Ausbildung durch eine Verkalkung der Lager bedingt wird.

Die Grube Friederike fördert jährlich 50 000—60 000 t, welche von der Mathildenhütte zu Gießereieisen verhüttet werden.

Rottorf am Kley. In der mehr als 40 km langen nordwestlich gerichteten Liasmulde zwischen Oschersleben und Fallersleben (Helmstedter Mulde) liegt im nordwestlichen Teile zwischen Helmstedt und Fallersleben das Erzvorkommen von Rottorf am Kley (Fig. 124). Das Profil besteht zu unterst aus Liassandstein; auf diesem liegt, abgesehen

von Tonen, der Eisensteinhorizont der Arietenschichten, der an mehreren Stellen von noch höheren Sedimenten des Mittleren und Oberen Lias bedeckt wird.

In dem Eisensteinhorizont lassen sich die minetteähnlichen Erzschichten namentlich östlich von Rottorf auf weite Erstreckungen in breitem Ausstreichen verfolgen. Sie zeigen deutliche Oolithstruktur und sind in der Regel violett oder rot und nur in den liegendsten Schichten grün gefärbt. Die bisher nur an wenigen Punkten festgestellte Mächtigkeit schwankt zwischen 2—3 m, der Eisengehalt beträgt im Durchschnitt

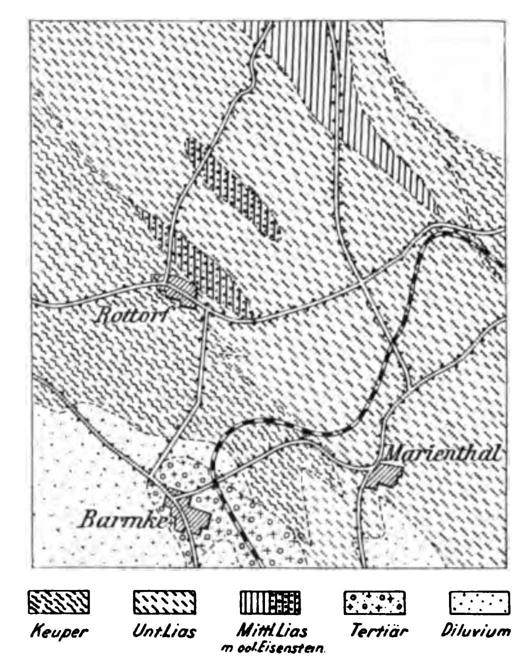


Fig. 124. Die Liasmulde bei Rottorf a. Kley i. M. 1 : 100 000. (Nach Einecke-Köhler.)

30 Proz. Im übrigen ist die Zusammensetzung eine günstige, zumal der Phosphorgehalt infolge des Reichtums an phosphorithaltigen Versteinerungen ein hoher ist.

Die Erze wurden früher von der Hedwigshütte bei Helmstedt verschmolzen.

Südöstlich von diesem Liasvorkommen tritt zwischen Helmstedt und Oschersleben der Horizont der Eisenoolithe bei den Ortschaften Marienborn, Sommerschenburg und Badeleben wieder auf. Man bezeichnet die Lagerstätte gewöhnlich nach dem Orte Sommerschenburg. Die Lager gehören hier den Liaszonen des Ammonites Bucklandi und Ammonites bisulcatus an; sie liegen flachwellig und fallen allgemein mit 9—10° nach Westsüdwesten ein.

Die Grenze zwischen dem Lager und dem Nebengestein ist nicht scharf. Die Erze gehen im Liegenden und Hangenden allmählich in einen

sandigen eisenschüssigen Mergelschiefer bezw. in tonig-kalkige, stark verwitterte Schichten über. Das Erz ist kalkig, tonig oder sandig. Für eine Verwertung kommen die kalkigen Teile in Frage, welche fast in ihrer ganzen Mächtigkeit aus gröberen, glänzenden Oolithkörnern mit sehr wenig Bindemittel bestehen. Die Form der Oolithe ist flach linsenförmig, ellipsoidisch oder fragmentarisch.

Die Mächtigkeit beträgt in der Gegend von Sommerschenburg 2—6 m bei 10 km streichender Länge, die allerdings zum Teil durch nachträgliche Erosion reduziert wurde.

Das Erz enthält 30—32 Proz. Eisen neben $CaCO_3$ und $MgCO_3$, Al_2O_3 und SiO_2. Im ganzen soll die Zusammensetzung recht ähnlich derjenigen des Harzburger Vorkommens sein. Die Erze wurden früher auf der Alten Hedwigshütte bei Helmstedt verhüttet.

B i s l i c h. Im Jahre 1903 fand man gelegentlich von Tiefbohrungen auf Steinkohle am Niederrhein westlich von Wesel bei B i s l i c h (Fig. 125) ein oolithisches Eisenerzlager von 8,5 m Mächtigkeit in ca. 470 m Tiefe.

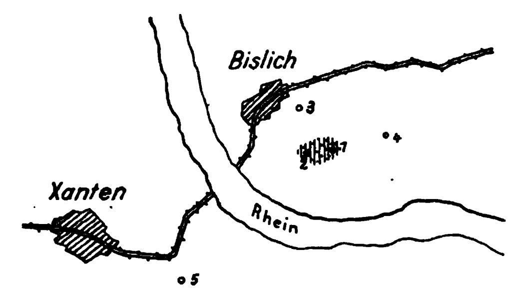


Fig. 125. Das Vorkommen oolithischer Liaseisensteine bei Bislich am Niederrhein i. M. 1 : 100 000. (Nach E i n e c k e - K ö h l e r.)

Der Fund erregte um so größeres Aufsehen, als das Erz nach Struktur und Zusammensetzung der Minette Lothringens recht ähnlich ist.

Nach der Bestimmung des verstorbenen Landesgeologen Dr. M ü l l e r gehört auch das Erz von Bislich dem Mittleren Lias an. Die bisherigen Bohraufschlüsse haben eine beschränkte, von Verwerfungen begrenzte eisenerzführende Liasscholle nachgewiesen, deren Erstreckung E i n e c k e und K ö h l e r auf 2 km Länge bei 300 m Breite berechneten.

Die w i r t s c h a f t l i c h e B e d e u t u n g aller dieser minetteähnlichen Liaserze Nordwestdeutschlands ist also vorläufig keine große. Es ist aber zu bedenken, daß wir uns gegenwärtig in einer Zeit des Suchens nach bauwürdigen Eisenerzlagerstätten befinden und daß der frühere Betrieb auf den meisten der erwähnten Vorkommen nicht wegen ihrer Erschöpfung, sondern aus Zweckmäßigkeitsgründen eingestellt wurde.

Hierzu kommt noch, daß es sich in vielen Fällen um selbstgehende Erze handelt, die keine Zuschläge brauchen.

Der Phosphorgehalt ist meist ausreichend für das Thomasverfahren. Auch bei den nicht selbstgehenden Erzen ist das Verhältnis Kieselsäure zu

Kalk ziemlich gut, so daß erheblichere Kalkzuschläge nicht erforderlich sind. Vergleicht man die eben besprochenen Minettevorkommen mit denjenigen Elsaß-Lothringens unter Berücksichtigung sämtlicher in Frage kommenden Umstände, so zeigt sich, daß die Minette den nordwestdeutschen Eisenoolithen noch etwas überlegen ist.

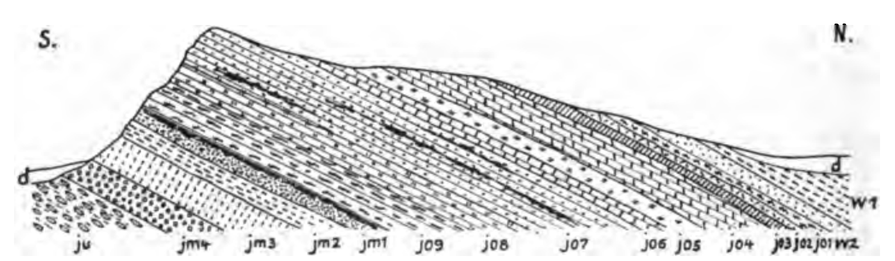
Die Vorräte sämtlicher Lagerstätten mit Ausnahme der Vorkommen des Heinberges und bei Bislich werden von Einecke und Köhler auf 45 Mill. t geschätzt. Ihrer Bedeutung nach würden sie in folgender Weise zu ordnen sein: Harzburg, Kahleberg, Langeland, Welda-Volkmarsen, Sommerschenburg, Rottorf am Kley, Markoldendorf und Bonenburg.

Das Wesergebirge.

Literatur.

F. Römer, Die jurassische Weserkette. Bonn 1858. — D. Brauns, Der obere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig 1871 u. 1874. — F. v. Dücker, Ueber oolithische Eisenerze aus der Gegend von Minden. Nat. Verh. 1875, Korr. S. 57. — H. v. Dechen, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und Westfalens 1884, Bd. II, S. 368. — F. v. Dücker, Eisensteinbergwerke am Wesergebirge. Nat. Verh. 1884. — E. Harbort, Die Schaumburg-Lippesche Kreidemulde. Neues Jahrb. f. Min. 1903. — Th. Wiese, Die nutzbaren Eisensteinlagerstätten, insbesondere das Vorkommen von oolithischem Roteisenstein, im Wesergebirge bei Minden. Zeitschrift f. prakt. Geol. 1903, S. 217. — J. Schlunck, Die Jurabildungen der Weserkette bei Lübbecke und Pr.-Oldendorf. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1904, S. 75. — G. Einecke und W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv f. Lagerstättenforschung. Herausgeg. von d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1910.

Das ungefähr westnordwestlich streichende, ca. 100 km lange Wesergebirge besteht aus unter 18—30° nach Norden einfallenden Juraschichten.



ju = Lias; jm4 = Unt. Dogger; jm3 u. jm2 = Cornbrash; jm1 = Kelloway; jo9 u. jo8 = Unt. Oxford; jo7 = Ob. Oxford, oolithischer blauer Jurakalk; jo6 bis jo3 = Kimmeridge; jo2 = Portland; jo1 = Purbeck; W2 u. W1 = Wealden; d = Diluvium.

Fig. 126. Schematisches Profil durch das Wesergebirge östlich der Porta Westfalica.

Auf den dunklen Schiefertonen des Lias (Amaltheentone und Posidonienschiefer) liegt der mächtig entwickelte braune Jura mit sandigen Tonen, Kalken und Mergeln und darüber der weiße Jura mit dem oolithischen Jurakalk, dem Coralrag, dem Muttergestein der oolithischen Roteisensteine des Wesergebirges (Fig. 126).

Im Wesergebirge kennt man folgende Eisenerzlagerstätten: 1. die sphärosideritischen Toneisensteine des Oberen Lias und Unteren Doggers

am Südhang des Gebirges, 2. das tonige Eisenoolithflöz im Hangenden des Makrocephalensandsteins (Oberen Doggers) westlich der Porta und 3. die oolithischen Roteisensteine im oolithischen Kalk des Oberen Jura (Coralrag) östlich der Porta.

1. Die Toneisensteinnieren des Oberen Lias bilden mehrere übereinanderliegende Schichten von verschiedener Mächtigkeit; eine Probe enthielt 31,5 Proz. Eisen. Die Erze sind gegenwärtig ohne praktische Bedeutung.

2. Unmittelbar auf dem Makrocephalensandstein liegt ein toniges Eisenoolithflöz, welches in der Gegend der Porta beginnt, seine größte Mächtigkeit mit 2 m bei Häverstedt erreicht und westlich von Lübbecke auskeilt. Dieses Wittekindflöz fällt mit etwa 30° nach Nordnordosten ein. Es besteht aus kalkig-sandigem Gestein, welches frisch blauschwarz ist und bei der Verwitterung locker und rötlich- oder gelblichbraun wird. Meist ist es feinoolithisch mit tonigem und sandigem Bindemittel, häufig erscheint es durch weiße Kalkoolithe von Linsen- bis Bohnengröße gefleckt. Die oberen Teile des Flözes zeigen sphärosideritische Absonderung mit faustgroßen, flach unregelmäßigen Nieren.

Durchschnittsanalysen von Roherz ergaben 29 Proz. Eisen mit erheblichem Rückstand.

Die Georgs-Marien-Hütte baut das Flöz im Quertal der Wallücke auf Grube Porta I. Der Vorrat wird auf ca. 10 Mill. t bauwürdigen Erzes geschätzt.

3. Die Roteisensteine des oolithischen Jurakalkes gehören dem Oberen Oxford an. Der eisenschüssige oolithische Kalk geht allmählich in oolithische, kalkige Roteisenerzlager über, die in der Regel klein sind, mitunter aber erhebliche Ausdehnung erreichen. Ihre Niveaubeständigkeit ist gering, so daß das Auffinden der Lager mit Schwierigkeiten verknüpft ist.

Die Mächtigkeit betrug im Quertal bei Lerbeck 0,6—5 m, am Levernsiek auf der ehemaligen Grube Viktoria 0,6—8 m und im Quertal bei Nammern 0,5—1,4 m, der Eisengehalt ist in diesen Mächtigkeiten aber sehr schwankend. Zwei Analysen der Dortmunder Union ergaben 41 bis 43 Proz. Eisen bei ca. 11 Proz. Rückstand.

Besonders gut aufgeschlossen ist das Flöz der Grube Wohlverwahrt im Taleinschnitt bei Kleinenbremen; bei 2—2,5 m Mächtigkeit ist es im Einfallen (16°) auf 1000 m bekannt. Eisengehalt 37 bis 38 Proz.

13 m unter diesem Flöz liegt das Nammer-Klippenflöz, die umfangreichste Eisenanreicherung im oolithischen Jurakalk. Es streicht auf 10 km Länge zutage aus und hat 4—12 m Stärke. Eisengehalt bis 25 Proz.

Der Bergbau begann auf den Roteisenerzlagern in den Jahren 1875—77 im Tale Levernsiek 3 km östlich der Porta und ist, wenn auch mit wechselndem Erfolge, bis heute auf einigen Vorkommen umgegangen.

Neben den erheblichen Erzvorräten werden ca. 50 Mill. t eisenhaltige, kalkige Zuschläge geschätzt.

Kressenberg und Sonthofen.

Literatur.

W. von Gümbel, Geologie von Bayern, Bd. II. Geologische Beschreibungen von Bayern. Kassel 1894. — O. M. Reis, Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf I. Stratigraphischer Teil. Geognostische Jahreshefte 8. Jahrg. für 1895. Kassel 1896. Karte im 7. Jahrg. für 1894/95. — Derselbe, Zur Geologie der Eisenoolithe führenden Eozänschichten am Kressenberg in Bayern. Geognostische Jahreshefte 10. Jahrg. für 1897, S. 24. München 1898. — W. von Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges 1861, S. 647. — H. von Dechen, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Bearbeitet unter Mitwirkung von H. Bücking durch W. Bruhns. Berlin 1906.

Im Gebiet der bayerischen Alpen führen die dem mittleren Eozän angehörigen Nummulitenschichten der Vorberge der bayerischen Alpen oolithische Eisenerze, die sich ununterbrochen von Mattsee und dem Haunsberg nördlich von Salzburg über Kressenberg am Chiemsee bis zum Grünten bei Sonthofen im Algäu und noch weiter erstrecken.

Die wichtigsten Vorkommen sind diejenigen bei Kressenberg und am Grünten, wo der heute noch umgehende Bergbau zeitweise recht lebhaft war.

Reis schildert vom Kressenberg zwei steilstehende Flöze, nämlich das Obere Schwarzflöz und das Untere Rotflöz, die beide durch einen Schichtenkomplex getrennt werden, welcher einige „Mittelflöze" enthält.

Die Lagerung ist durch das Auftreten zahlreicher Quer- und Längsstörungen und einiger Ueberschiebungen kompliziert. Die Störungen bewirken Verdopplungen, welche die frühere irrtümliche Annahme einer größeren Anzahl von Flözen erzeugten. Charakteristisch ist das hakenförmige Umbiegen der Schichten im Streichen.

Die Eisenerzflöze haben 1—2 m Mächtigkeit und bestehen aus oolithischem Brauneisen, welches neben Glaukonit Quarz enthält und allmählich in eisenschüssigen Sandstein übergeht.

Die Bindemittel sind beim Schwarz- bezw. Rotflöz verschieden; das erstere ist eisenoxydul- und das letztere eisenoxydreich.

Das Schwarzflöz hat im Durchschnitt 35 Proz. Eisen bei 0,55 Proz. Phosphor, das Rotflöz enthält 18—22 Proz. Eisen.

Früher trieb der Fiskus Bergbau, stellte ihn aber im Jahre 1881 ein. Die gegenwärtige Förderung dürfte einige 1000 t betragen.

Am Südabhang des Grünten wurden während der früheren Bergbauperiode eine größere Anzahl bis 1 m mächtige Flöze mit oolithischem Eisenerz gefunden. Auch hier dürfte es sich um wenige Eisensteinflöze handeln, die infolge von Faltungen und Ueberschiebungen Verdopplungen zeigen. Der Eisengehalt der Erze ist gering.

England (Cleveland und Northamptonshire).

Literatur.

W. Fairley, Journ. Iron and Steel Inst. 1871, S. 154. — G. Barrow, Proc. Cleveland Inst. Eng. 1877 to 1880, S. 108. — H. Bauermann, Metallurgy of Iron 1882, S. 89. — Sir Lowthian Bell, On the American Iron Trade. Journ.

Iron and Steel Inst. 1890, S. 119. — A. L. Steavenson, The last twenty Years in the Cleveland Mining District. Journ. Iron and Steel Inst. 1893, XLIV. — J. D. Kendall, The Iron Ores of Great Britain 1893. — Phillips and Louis, A Treatise on Ore Deposits. London 1896. — H. Louis, The Iron Ore Resources of the United Kingdom of Great Britain and Ireland, in The Iron Ore Resources of the World. Stockholm 1910, Bd. II, S. 630. — H. B. Woodward, Lias of England and Wales. Mem. Geol. Survey 1893.

Cleveland.

Das wichtige Eisenerzvorkommen tritt in den Clevelandhügeln in der Nordostecke von Yorkshire auf und ist gegenwärtig das ergiebigste Großbritanniens (Fig. 127). Es gehört dem Mittleren Lias an und wird

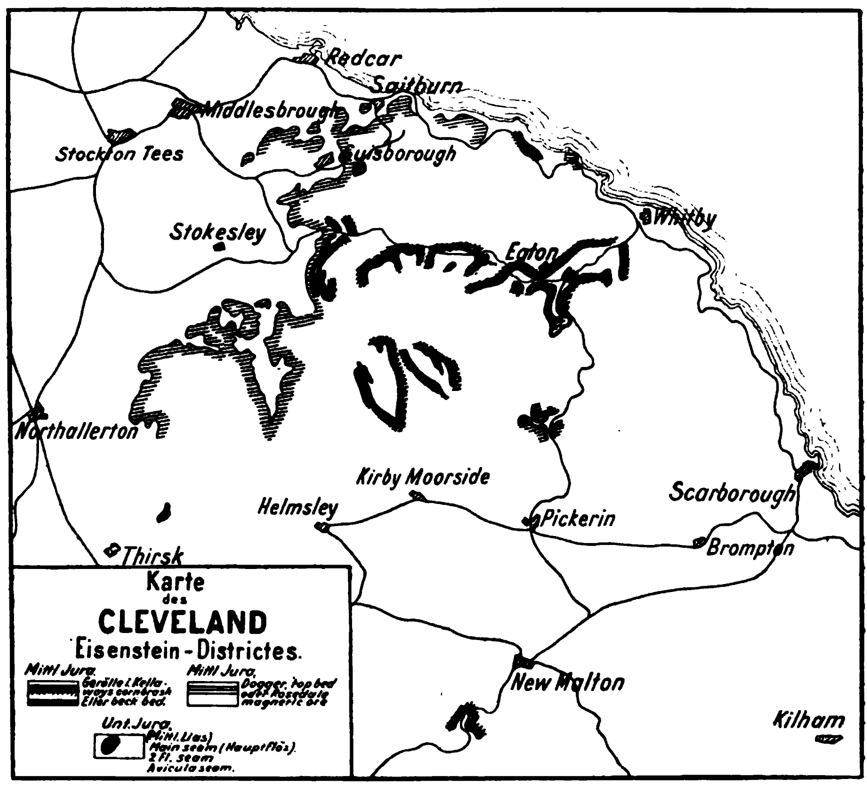


Fig. 127. M. 1 : 600 000.

meist durch aus Schiefern und Sandstein bestehende Zwischenmittel in mehrere Bänke geteilt. Da, wo es am besten aufgeschlossen ist, zeigt es eine Gesamtmächtigkeit von über 20 Fuß. Die beiden Hauptlager werden als Pecten- und Aviculaflöz nach dem Vorwiegen dieser in ihnen auftretenden Versteinerungen bezeichnet. Das Erz erscheint gewöhnlich infolge des Gehaltes an Eisensilikat dunkelblaugrün und zeigt oolithische Struktur mit zahlreichen Versteinerungen. Von allgemeinerem Interesse dürfte folgendes Durchschnittsprofil sein, welches jedoch an den verschiedenen Orten bedeutenden Schwankungen unterliegt:

		Mächtigkeiten der tauben Mittel	Erzmächtigkeiten
	Lower Oolite.		
Estuarine Series	Eller Beck Bed	—	1 ft. bis 2 ft. 6 in.
	Shales and Sandstones (Dogger) ungefähr	100 ft.	—
	Dogger Ironstone oder Top Seam of Ironstone	—	1 ft. bis 4 ft.
	Upper Lias.		
	Alum shale	115 ft.	—
	Jet Rock	50 ft.	—
	Grey shales	30 ft.	—
	Middle Lias.		
Ironstone Series	Shale	0 bis 10 ft.	—
	Main Seam	—	6 ft. bis 12 ft.
	Shale	3 ft. bis 4 ft.	—
	Pecten Seam	—	2 ft. bis 4 ft. 6 in.
	Shale	3 ft.	—
	Two-foot Seam	—	1 ft. 6 in. bis 2 ft.
	Shale	25 ft.	—
	Avicula Seam	—	2 ft.
	Shale	35 ft.	—
	Sandy series	40 ft.	—
	Lower Lias.		
	Shales	über 400 ft.	—
	Rhaetic Beds.		

Das 6—12 Fuß starke Main Seam ist am reichsten und mächtigsten bei Eston Nab, von hier keilt es nach allen Richtungen ärmer und ärmer werdend aus. Gegenwärtig wird nur dieses einzige Flöz gebaut; es enthält das beste Erz in der Nähe des Ausgehenden, wo seine Mächtigkeit 11—12 Fuß erreicht. Bei Eston Nab liegt es unmittelbar auf dem Pecten Seam, so daß beide in einer Gesamtmächtigkeit von 15 Fuß 6 Zoll ausgebeutet werden können. Im Durchschnitt kann die Mächtigkeit des Main Seam zu 8—9 Fuß angenommen werden. Im Süden und Osten des Gebietes tritt in ihm eine bis 2 Fuß mächtige Bank harten Schiefers auf.

Das beste Erz des Main Seam ist bläulich und besteht aus unreinem Eisenkarbonat. Der Eisengehalt schwankt zwischen 30 und 35, der Phosphorsäuregehalt zwischen 1 und 3 und der Kieselsäuregehalt zwischen 6 und 10 Proz. Die Durchschnittszusammensetzung des Erzes geht aus folgender Analyse hervor:

Fe als Fe_2O_3 berechnet	41,14 Proz.
Al_2O_3	9,01 „
MnO	1,02 „
CaO	5,90 „
MgO	3,67 „
SiO_2	12,20 „
S	0,10 „
P_2O_5	1,38 „
Glühverlust	23,67 „
	100,09 Proz.
Fe	30,20 Proz.

Das Top Seam ist selten bauwürdig und schwankt ebenfalls in Profil und Zusammensetzung sehr; bei Rosedale wurde es zusammen mit den Magneteisenlagerstätten gebaut, die es überlagern. — Das Pecten Seam wird nur gelegentlich, wie z. B. bei Grosmont und Eston, ausgebeutet. Hier erreicht es 27—28 Proz. Eisen bei 3—$4^1/_2$ Fuß Mächtigkeit. — Das Two Foot Seam liegt 2—7 Fuß unter dem Pecten Seam, seine Mächtigkeit beträgt im Nordwesten des Bezirkes selten mehr als 2 Fuß, bei Grosmont hat es nur 10 Zoll. Der Eisengehalt beträgt im Durchschnitt 29 Proz. —

Das Avicula Seam tritt ca. 25 Fuß unter dem vorgenannten auf und schwankt in der Mächtigkeit zwischen 1 Fuß 6 Zoll und 3 Fuß 9 Zoll. Eine relativ günstige Zusammensetzung zeigt es bei Grosmont, wo man es früher baute; der Eisengehalt beträgt 26—27 Proz.

Louis hält das Erzlager für eine metasomatische Verdrängung von Kalkoolith. Ueberzeugende Beweise für diese Auffassung sind jedoch nicht erbracht, und wir halten es für recht wahrscheinlich, daß es sich um eine primäre Erzsedimentation handelt.

Das Clevelanderz wird seit fast einem halben Jahrtausend ausgebeutet. Das erste Erz gewann man im 13. Jahrhundert am Ausgehenden; es wurde mit Holzkohlen verschmolzen. Aber erst in den Jahren 1846 und 1850 begannen bei Grosmont und Eston die Werke Bolckow und Vaughan mit der Ausbeutung im großen Maßstabe. Die schnelle Entwicklung des Distriktes geht aus folgender Tabelle hervor:

1855	865 000 t Erz
1860	1 471 000 „ „
1865	2 762 000 „ „
1870	4 073 000 „ „
1875	6 122 000 „ „
1880	6 487 000 „ „
1885	5 932 000 „ „
1890	5 617 000 „ „
1895	5 286 000 „ „
1900	5 494 000 „ „
1905	5 944 000 „ „
1908	6 073 000 „ „

Die größte Produktion wurde im Jahre 1883 mit 6 756 000 t erreicht, seit der Zeit schwankt sie zwischen 5 und 6 Mill. t. Das bisherige Gesamtausbringen des Cleveland-Distrikts ist zu 250 Mill. t berechnet worden. Hiervon stammt bei weitem die größte Menge aus dem Main Seam.

Den noch vorhandenen Gesamterzvorrat des Distriktes hat Louis zu 3000 Mill. t mit einem Eisengehalt von ca. 1000 Mill. t geschätzt.

Von Interesse ist, daß ein ganz ähnliches Eisensteinflöz fast in demselben geologischen Horizonte auf Island of Raasay an der Westküste von Schottland vorkommt. Die Mächtigkeit beträgt 5 Fuß, das Ausgehende läßt sich auf über 1 engl. Meile Länge feststellen. Trotz des Eisengehaltes von 29 Proz. ist diese Lagerstätte niemals gebaut worden.

Northamptonshire.

Das Northamptonshire-Eisenerz wurde bisher in einem weiten Gebiete ausgebeutet, welches sich mit Unterbrechungen von Steeple Aston in Oxfordshire im Süden bis Greetwell bei Lincoln im Norden, d. i. auf eine Entfernung von fast 100 engl. Meilen, erstreckt (Fig. 128). Der Erzdistrikt verläuft im südlichen Teile in nordnordöstlicher und im nördlichen in fast nördlicher Richtung. Die Maximalbreite erreicht 20 engl. Meilen. Das Erzlager gehört dem Inferior Oolite (Zone mit Ammonites Murchisonae) an, die sich aus der Gegend von Banbury durch ganz Northamptonshire erstreckt. Es liegt an der Basis des Ooliths in der als Northamptonsands bezeichneten Schicht. Der petrographische Charakter dieser Lage schwankt sehr. Die Schicht ist bald eisenerzführend, bald kalkig, bald schiefrig. Sie ist gefaltet und zeigt im allgemeinen östliches Einfallen.

Es scheint ziemlich sicher, daß die eisenführenden Bänke südlich von Steeple Aston auskeilen, so daß die Wahrscheinlichkeit, noch weiter südlich in diesem Horizont Erze zu finden, gering ist; ähnlich liegen die Verhältnisse nördlich von Lincoln.

Der Eisengehalt der Lager schwankt recht beträchtlich, da ihr Charakter häufig wechselt, sie sich oft auskeilen oder in eisenschüssige Sande oder dünne Erzbänke übergehen. An einzelnen Stellen ist das Eisenerzlager bis 30 Fuß dick, aber selten sind mehr als 12 Fuß davon bauwürdig. Von Interesse dürften folgende bauwürdige Mächtigkeiten sein:

Walt-hamon-the-Wold	4 Fuß
Kettering	6 „
Finedon und Eston	12 „
Irthlingborough Glebe bei Wellingborough unter 50 Fuß Decke.	17 „

Im Durchschnitt kann man 9 Fuß über das ganze Gebiet annehmen.

Am Ausgehenden bildet das Erz einen sandigen braunen Hämatit, der oft aus gelben bis braunen Sandkörnern besteht, die von Brauneisen verkittet werden. In der Tiefe stellt sich dann häufig oolithisches, unreines graues, grünliches oder bläuliches Eisenkarbonat mit einem erheblicheren Kieselsäuregehalt ein.

In der Nähe der Tagesoberfläche anstehendes oxydisches Erz enthält 25—40 Proz., selten über 35 Proz. Eisen mit 15—25 Proz. Kieselsäure. Das aus größerer Tiefe stammende Karbonat schwankt zwischen 30 bis 35 Proz. Eisen bei 12—14 Proz. Kieselsäure. Der Phosphorgehalt beträgt in der Regel 0,5, ausnahmsweise bis 1 Proz.; stellenweise kommen Phosphatkonkretionen vor.

Die typische Zusammensetzung geht aus folgenden Analysen hervor:

	Northamptonshire	Rutlandshire
Fe	32,00 Proz.	32,00 Proz.
Mn	0,15 „	0,15 „
SiO_2	10,00 „	14,00 „
CaO	2,6 „	1,00 „
P	0,65 „	0,52 „

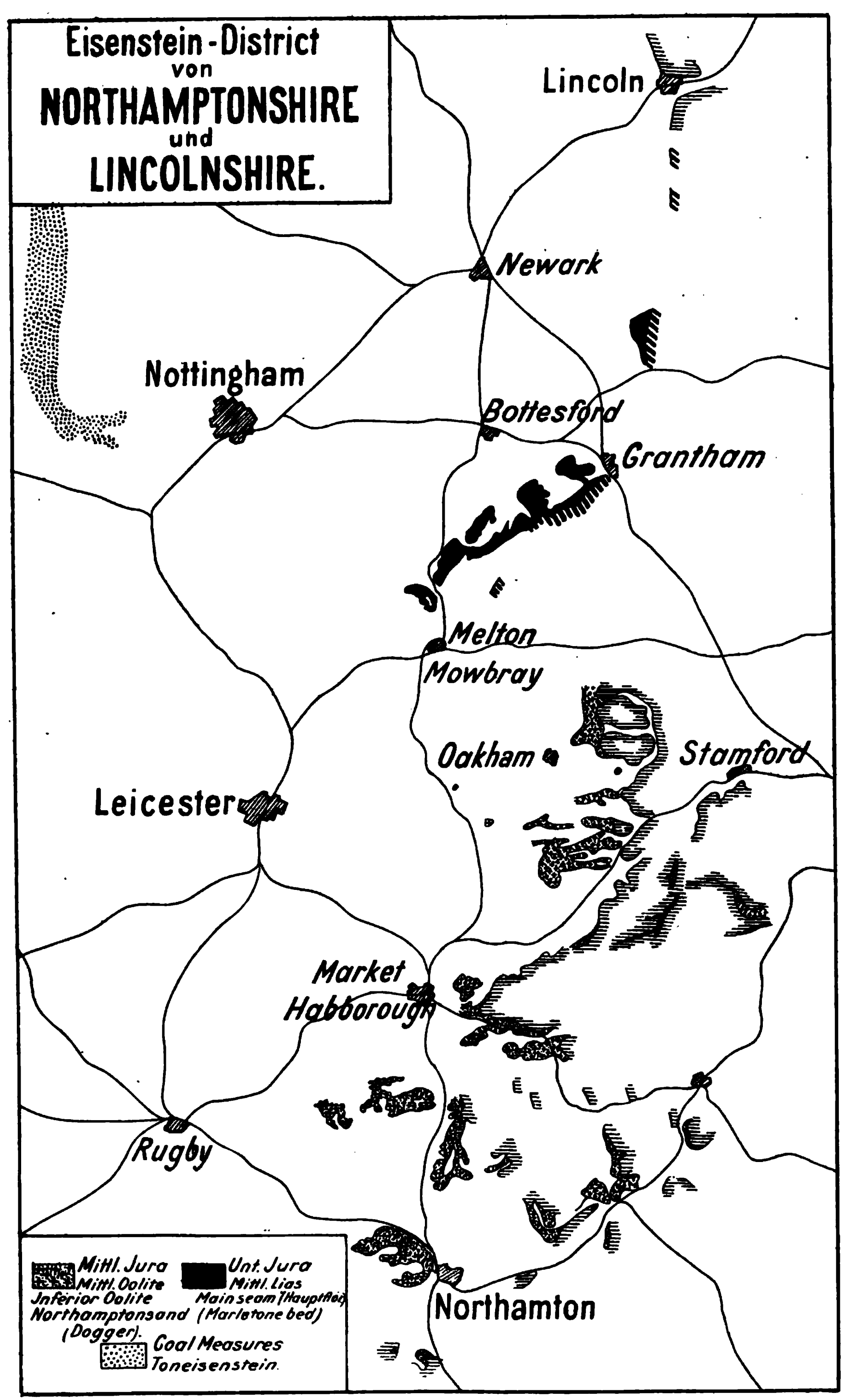


Fig. 128. M. 1 : 600 000. (Nach H. Louis, Iron Ore Resources.)

Der Bergbau begann in Northamptonshire zur Zeit der Römer und hielt sich das Mittelalter hindurch, solange der Waldreichtum die Verhüttung mit Holzkohle gestattete; später wurden die Erze fast vergessen, bis man sich im Jahre 1851, also annähernd zur selben Zeit, wo Cleveland einen starken Aufschwung nahm, ihrer wieder erinnerte.

Leider liegt Northamptonshire ungünstig zu den Kohlenfeldern.

Die Produktion betrug 1870 $^1/_2$ Mill., 1890 1 Mill. und stieg bis 1907 auf $2^1/_2$ Mill. t jährlich.

Nach W. Fairley wurden bis 1870 $3^1/_2$ Mill. t Erz gewonnen und damit ein Gebiet von rund $^1/_3$ englische Quadratmeile ausgebeutet. Louis schätzt den Erzvorrat auf 1000 Mill. t.

Lincolnshire.

Abgesehen von dem Northamptonshire-Eisenstein des Lower Oolite, der auch an einigen Stellen von Lincolnshire gebaut wird, treten hier in verschiedenen geologischen Horizonten noch andere Eisenerzlager auf (Fig. 128). Am wichtigsten unter ihnen ist ein Vorkommen annähernd in der Mitte des Unteren Lias, welches seine beste Entwicklung in der Nähe von Frodingham erreicht; von diesem Ort stammt auch der Name Frodingham-Eisenstein. Die Mächtigkeit des Lagers beträgt 10—25, im Durchschnitt etwa 12 Fuß. Es liegt flach mit einer geringen Neigung nach Osten. In weiten Gebieten wird es nur von einer dünnen Decke überlagert, so daß hier wohl Tagebau einsetzen könnte. Die streichende nordsüdliche Länge beträgt ungefähr 14 engl. Meilen von der Südküste des Humber bis zu dem kleinen Dorf Solter. Wegen des geringen Einfallens kann ein ungefähr 1 Meile breiter, am Ausgehenden beginnender Streifen mittels Tagebaues ausgebeutet werden. Auf weitere 2 Meilen Breite wurde es durch Bohrungen nachgewiesen, dürfte sich aber mit regelmäßigem Einfallen noch weiter in die Tiefe erstrecken.

Das Erz ist im wesentlichen ein kalkiges Brauneisen mit bis 20 Proz. CaO. Es ist vielfach grün gefärbt und besteht dann aus kalkigem Eisenkarbonat. Mit ziemlicher Sicherheit kann man annehmen, daß das Brauneisen ein Oxydationsprodukt darstellt. Im Durchschnitt enthält das Erz 22—25 Proz. Fe, 10 Proz. CaO und ungefähr 10 Proz. SiO_2, der Phosphorgehalt schwankt zwischen 0,2 und 0,5 Proz. Der Eisengehalt ist also nicht hoch, aber der beträchtlichere Kalkgehalt macht es als Mischerz für das kieselsäurereiche Northamptonshire-Erz geeignet.

Die Oberflächenausdehnung des Lagers kann zu 40 englische Quadratmeilen angenommen werden. Jede Quadratmeile enthält im Durchschnitt 3 Mill. t, so daß der Gesamtvorrat auf 100 Mill. geschätzt worden ist.

Man entdeckte das Erzlager im Jahre 1859; die erste Hütte wurde 1864 errichtet.

Clinton-Erzlager in den Vereinigten Staaten.

Literatur.

R. D. Irving, Mineral Resources of Wisconsin. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. VIII, 1879—1880, S. 478. — Geol. of Wisconsin Survey of 1837—1879, Bd. I. S. 625. — A. H. Chester, The Iron Region of Central New York. Adress before the Utica Merchants and Manufactures Association, Utica 1881. — C. H. Smyth jr., On the Clinton Iron Ore. Amer. Journ. Sc. June 1892, S. 487. — Derselbe, Die Hämatite von Clinton in den östlichen Vereinigten Staaten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, S. 304. — H. H. Stoek, Ores at Danville Monteur County. Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XX, 1891, S. 369. — J. B. Porter, Iron Ores and Coal of Alabama, Georgia und Tennessee. Transact. Amer. Inst. Min. Eng. XV, 1886—1887, 170. — J. F. Kemp, The Ore Deposits of the United States and Canada. New York 1906. — J. J. Rutledge, The Clinton Iron Ore Dep. of Stone Valley Huntingdon C. Pa. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1908, Nr. XXIV, S. 1056. — J. F. Kemp, Iron Ore Reserves in the United States. The Iron Ore Resources of the World, Bd. II. Stockholm 1910. — Ernest F. Burchard, Charles Butts und Edw. C. Eckel, Iron Ores, Fuels and Fluxes of the Birmingham Distrikt, Alabama with Chapters on the Origin of the Ores. Bull. 400 U. S. Geolog. Surv. 1910. — H. Ries, Economic Geology, with special Reference to the United States. New York 1910. — Charles L. Henning, Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika u. s. w. Stuttgart 1911.

Die dem Obersilur angehörende Clintonstufe (Fig. 129) enthält fast überall ein oder mehrere Lager von rotem Hämatit, welche Schiefern und Kalken zwischengelagert sind. Man kennt die Erze in sehr bedeutender Ausdehnung in Wisconsin, Ohio und Kentucky, in New York, Pennsylvania, Westvirginia, im östlichen Tennessee, im nordwestlichen Georgia und schließlich in Alabama, also an Stellen, die bis 1500 oder sogar 2000 km voneinander entfernt sind.

Die Erze haben ihren Namen von dem Dorfe Clinton in New York, wo sie typisch entwickelt sind. Der Hauptbergbau geht gegenwärtig im Birmingham-Distrikt in Alabama um.

Als Clintongruppe bezeichnet man seit dem ersten Drittel des vorigen Jahrhunderts eine Wechsellagerung von obersilurischen Tonschiefern, Sandsteinen und unreinen Kalken, welche auf dem Medinasandstein liegt und vom Niagaraschiefer überlagert wird. Alle drei Stufen gehören dem Unteren Obersilur an.

Die Clintonschichten sind offenbar eine Seichtwasserbildung, welche in petrographischer Beziehung großen Schwankungen unterworfen ist. Im Staate New York und westlich davon liegen sie ebenso wie die übrigen paläozoischen Formationen nahezu horizontal; weiter südlich sind sie analog den Falten der Apallachischen Region derart zusammengeschoben, daß ihr Ausgehendes vielfach geschlängelte Bogenlinien bildet.

Das Auftreten der Flöze roten Hämatits in dieser Schichtengruppe ist im großen und ganzen in bezug auf die Art des Vorkommens und den Charakter recht gleichförmig, wenn auch die Zahl, Mächtigkeit und genaue Lage der Flöze schwankt. In den östlichen Gebieten sind sie gut entwickelt, während sie im Westen, mit Ausnahme von Wisconsin, fast ganz verschwinden.

Bei dem Dorf Clinton in New York treten drei Erzflöze auf, welche zusammen 6—10 Fuß mächtig sind, hiervon können aber nur ca. 2 Fuß gebaut werden. Die Lager haben im allgemeinen Linsenform und werden in versteinerungsführende (fossil ore) und in oolithische eingeteilt; die ersteren enthalten eine Fülle von Resten von Bryozoen, Krinoiden, Korallen und Brachiopoden.

Die oolithischen Erze bilden ein Aggregat flacher Körnchen, welche mit der breiten Seite parallel der Schichtung der Gesteine liegen und durch

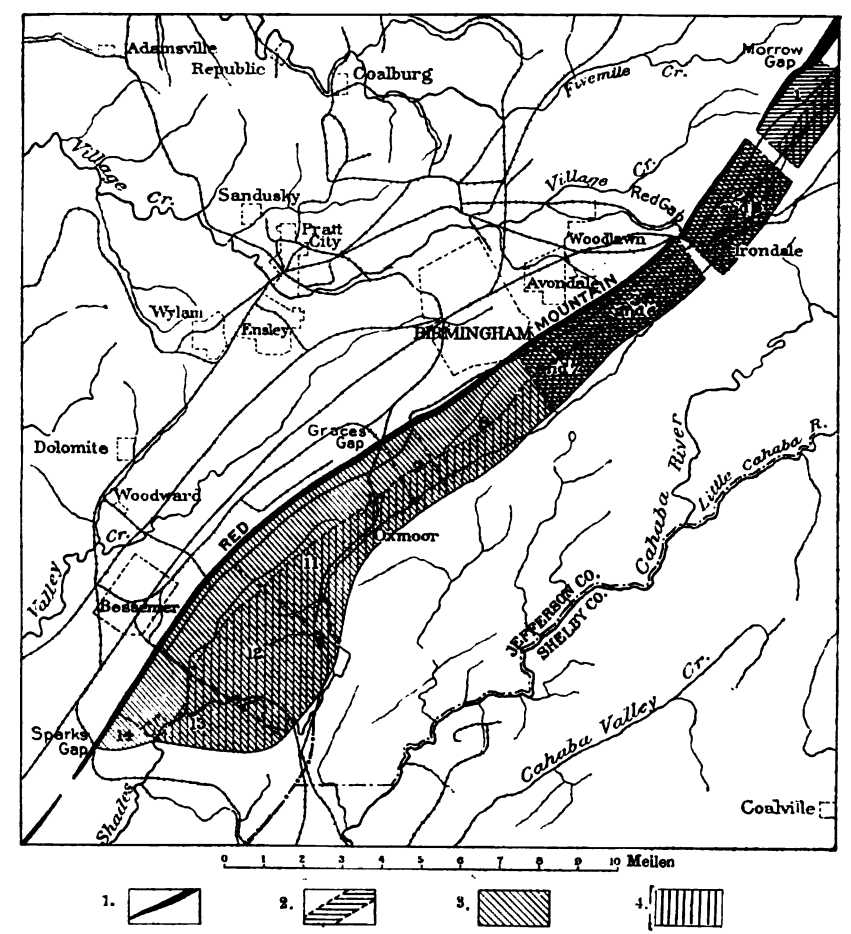


Fig. 129. Karte der westlichen Hälfte des Birmingham-Distrikts, Ala. — 1. Ausgehendes der Clinton-Eisenerze an Red Mountain. — 2. Das von Irondale-Seam eingenommene Areal. — 3. Das vom Big-Seam eingenommene Areal. — 4. Areal des Irondale- und Big-Seam, welches unter augenblicklich obwaltenden Verhältnissen nicht bauwürdig ist. (Nach Burchard u. Butts. U. S. Geol. Survey.)

Eisenoxyd oder Kalkspat verkittet werden. Die einzelnen Oolithe haben häufig einen Sandkern, um den sich dünne Lagen von Eisenoxyd, Kieselsäure und Tonerde abgesetzt haben.

In Pennsylvanien, wo die Mächtigkeit der Clintonschichten beträchtlich anschwillt, unterscheidet C. H. Smyth jun. sechs verschiedene Erzlager, von denen nur zwei bis drei oolithisch sind.

Das Erz besteht aus amorphem Roteisen mit wechselndem Kalk- und Tonerdegehalt. Wo es zutage ausgeht, wurde der Kalk ausgelaugt, so daß ein eisen- und kieselsäurereicheres Material entstand. Man bezeichnet das kalkhaltige unveränderte Erz als hard ore, während das ausgelaugte soft ore genannt wird.

In dem wirtschaftlich wichtigsten Birmingham-Distrikt kann man vier Horizonte in der Clintonserie unterscheiden, welche mit den Lokalnamen Hickory Nut-, Ida-, Big- und Irondale seam bezeichnet werden (Fig. 129).

Die Erzlager hat man durch Bohrungen in Alabama bis zu 240 m Tiefe verfolgt. Der Eisengehalt schwankt zwischen 30 und 48 Proz.; der Phosphorgehalt ist mit Ausnahme des Gebietes von Birmingham hoch, da er zwischen 0,5 und 1 Proz. differiert, der Schwefelgehalt ist niedrig.

Die durchschnittliche Mächtigkeit der Clintonerzlager schwankt zwischen 0,66 und 4 Fuß.

In den Vereinigten Staaten liefern die Lake-Superior-Erze in Michigan und Minnesota gegenwärtig bei weitem die größte Eisenerzproduktion; in zweiter Linie folgen die Clintonerze mit einer Produktion von etwa 4 Mill. t allein in Alabama und mit größeren, allerdings 1 Mill. t nicht erreichenden Förderungen in einigen der anderen Staaten.

Die Vorräte an Clintonerzen werden von J. F. Kemp auf ca. 505 Mill. t nachgewiesenes Erz und 1 368 Mill. t wahrscheinliches Erz geschätzt.

Die Genesis der Clintonerze ist in den Vereinigten Staaten der Gegenstand einer langjährigen Diskussion gewesen.

Einige Forscher betrachteten diese Erzlager als eisenreiche Kalksteinlager, deren Gehalt an kohlensaurem Kalk in der Nähe der Oberfläche ausgelaugt sein sollte („residual enrichment theory“). Diese Auffassung mußte jedoch aufgegeben werden, als man in den tiefen Gruben nirgends Uebergänge von Erz in Kalkstein fand.

Andere Forscher haben teils eine metasomatische Entstehung und teils eine primäre Sedimentation verfochten. Gegen die Metasomatose und zugunsten der ursprünglichen Sedimentation spricht, daß man keine Spalten, auf denen Erzlösungen eingedrungen sein könnten, nachzuweisen vermochte, und daß die Erzlager über bedeutende Erstreckungen niveaubeständig sind. Auch hat man Bruchstücke des Erzes in den hangenden Schichten angetroffen; daraus ergibt sich, daß das Erz schon gebildet war, ehe die Sedimentation der Schichten im Hangenden des Erzlagers stattfand.

Nach C. H. Smyth (a. a. O. 1892) wurde die Clintongruppe in einem seichten Becken abgelagert, in welches Flüsse u. s. w. aus großen Gebieten kristallinen Schiefers einmündeten. Das oxydische Erz wurde nach seiner Darstellung in der für oolithische Erze üblichen Weise ausgefällt. Nach der Auffassung anderer Forscher entstand zuerst Greenalit (siehe den Abschnitt über die Lake Superior-Erze) oder Glaukonit, der später zu Eisenoxyd umgesetzt wurde.

Die Kohlen- und Toneisensteinlager.

Es gibt zwar eine größere Anzahl von Distrikten, in denen Kohlen- und Toneisenstein auftreten, indessen spielen in der Gegenwart nur wenige eine wirtschaftliche Rolle, weil auf dem Markt an die Eisenerze verhältnismäßig hohe Anforderungen gestellt werden, welche die Kohlen- und Toneisensteine nur in den seltensten Fällen erfüllen.

Im allgemeinen sind zwei Formen für diese Art der Vorkommen zu unterscheiden, nämlich:

1. konkretionäre Bildungen (Sphärosiderit), welche mehr oder weniger brotlaibähnlich sind und entweder so dicht beieinander liegen, daß sie ziemlich geschlossene Flöze bilden oder in einer bestimmten Schicht mehr oder weniger zahlreich eingelagert auftreten. Die letzteren dürften für den Bergbau kaum in Frage kommen.

2. Die zweite Art der Form ist die des echten Erzlagers, in dem die ganze Mächtigkeit aus Eisenstein besteht. Diese sogenannten „Flöze" können sich über große Flächen, ja sogar durch ganze Kohlenbecken, ununterbrochen erstrecken.

Die Mächtigkeit ist sehr verschieden. Gebaut wurden Lager von einem bis mehreren Fuß Stärke. Nur selten liegen die Schichten horizontal, meist sind sie infolge nachträglicher tektonischer Störungen mehr oder weniger steil aufgerichtet.

Die Verteilung der Erze ist bei der an erster Stelle geschilderten Form eine sehr verschiedene, während bei den Flözen die Zusammensetzung häufig auf größere Entfernungen konstant ist.

Bei den Schichten mit Eisensteinkonkretionen muß durch eine größere Anzahl von Aufschlüssen sorgfältig festgestellt werden, welchen Bruchteil des Profils das Eisenerz ausmacht.

Die Erzflöze können ihren petrographischen Charakter im Streichen ändern, derart, daß sie beispielsweise ganz allmählich in eine eisenreiche Schiefermasse oder in eisenreichen Kalkstein u. s. w. übergehen.

Die in Frage kommenden Erzvorkommen bestehen aus Spateisenstein, Toneisenstein („clay band") und Kohleneisenstein („black band"). Der Spateisenstein ist nur in seltenen Fällen rein, dagegen meist ziemlich stark mit Ton vermengt und wird dann als Toneisenstein bezeichnet. Einzelne Flöze bestehen aus einem Gemenge von Brauneisen mit Ton, welches man ebenfalls Toneisenstein nennt. Je nach dem Verhältnis der genannten Erze zur tauben Beimengung wechselt die Zusammensetzung stark. Während der Spateisenstein im reinen Zustande bis 48 Proz. Eisen haben kann — der Durchschnittsgehalt der Förderung kommt selten an 40 Proz. heran — ergeben die Toneisensteinflöze meist nur einen Durchschnitt von ca. 30 Proz.

Als Kohleneisenstein bezeichnet man ein Gemenge von tonigem Spateisen mit Kohle; die Spateisenbeimengung kann zwischen 35 und 78 Proz. $FeCO_3$ schwanken.

Die primäre Eisenverbindung ist bei diesen Erzen durchgängig Eisen-

spat ($FeCO_3$), der meist eine geringe isomorphe Beimengung von Mangan-, Kalzium- und Magnesiumkarbonat enthält.

Die hier besprochenen Eisenerze unterscheiden sich somit mineralogisch von den oolithischen Erzen und den rezenten See- und Wiesenerzen dadurch, daß bei den letzteren Eisen ursprünglich ausschließlich oder jedenfalls ganz überwiegend als Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat abgesetzt wurde. Anderseits weichen die Toneisensteine mineralogisch von den unten besprochenen Chamositen und Thuringiten, welche Silikate darstellen, ab.

Die Ton- und Kohleneisensteine treten im produktiven Karbon in engster Verknüpfung mit Kohlenflözen auf. Besonders in früheren Jahrzehnten wurden auf vielen Kohlengruben nicht nur Kohle, sondern auch Ton- oder Kohleneisenstein gefördert. Die Erze finden sich im Steinkohlengebirge fast aller Kohlenbecken.

Die wichtigsten Ablagerungen von Ton- und Kohleneisenstein gehören — wie oben angegeben — dem produktiven Karbon an; sie sind jedoch auch im Perm, in der Trias, im Jura und in der Kreide vorhanden.

In genetischer Beziehung handelt es sich bei diesen Erzen teils um sekundäre Konkretionen und teils um primäre Ablagerungen.

Die ersteren sind jedenfalls zum Teil mit denjenigen der skandinavischen glazialen Tonablagerungen, sogenannten „Marleker", zu vergleichen, die aus Ton und kohlensaurem Kalk bestehen; bei ihnen ist der letztere durch vermodernde Organismen ausgeschieden worden. Bei den konkretionären Sphärosideriten wurde in ähnlicher Weise kohlensaures Eisenoxydul schon vor der Verfestigung des Nebengesteins konkretionär aus Lösungen ausgefällt, und zwar derart, daß teils nur ganz kleine Sphärosideritnieren („nodules", „pennystones") und teils etwas größere Linsen entstanden.

Bei den zusammenhängenderen Flözen von Kohlen- oder Toneisenstein dürfte es sich dagegen hauptsächlich um einen primären Absatz von kohlensaurem Eisenoxydul handeln, bei dem jedoch auch eine nachträgliche Umlagerung mitgespielt haben kann.

Die enge Verknüpfung mit Kohlenflözen ergibt, daß die Eisensteinhorizonte im allgemeinen landnahe Bildungen sind. An mehreren Stellen begegnen wir einer wiederholten Wechsellagerung von Kohlenflözen, Eisensteinlagern und goniatitenreichen Schichten; hieraus ergeben sich Niveauschwankungen in der Ausfüllung eines größeren Senkungsfeldes. Die Stigmarienhorizonte, d. h. also die Wurzelbetten der Pflanzen im unmittelbaren Liegenden der Steinkohlenflöze, sind noch recht eisenreich; auch nach der Aufhöhung bis über das Niveau des Meeresspiegels dauerte also der Eisenabsatz meist noch fort.

Die Ausfällung des Eisens ausschließlich oder vorzugsweise als Oxydulkarbonat beweist, daß der Niederschlag aus Lösungen erfolgte, die sehr arm an Sauerstoff waren. Dies dürfte darauf beruhen, daß die in reichlicher Menge vorhandenen Organismen den Sauerstoff der Lösungen verbrauchten.

In der Steinkohlenformation liegt bisweilen das Eisensteinflöz un-

mittelbar auf dem Steinkohlenflöz, und im Streichen oder Fallen gehen beide Flözausfüllungen gelegentlich sogar ineinander über.

Primäre Teufenunterschiede sind bei den hier besprochenen Eisensteinflözen insofern angedeutet, als die hangenden Flözpartien meist kohlenstoff- und tonreicher sind als die liegenden und der Phosphorgehalt der Flöze anderseits nach dem Hangenden abnimmt.

Sekundäre Teufenunterschiede kommen insofern in Frage, als in den Fällen, wo das betreffende Flöz durch spätere Aufrichtung der Schichten an die Tagesoberfläche kam, der Spateisenstein durch den Einfluß der Atmosphärilien in Brauneisen umgewandelt wurde.

Von den akzessorischen Bestandteilen des primären Eisensteins sind namentlich zwei anzuführen, nämlich Mangan und Phosphor.

Der Mangangehalt ist selten ein erheblicher, da 1 Proz. nur in verhältnismäßig wenigen Fällen überschritten wird.

Phosphat kommt in vielen Flözen in reichlicher Menge vor, ja mitunter kann Phosphorit in $^1/_2$ bis mehrere Zoll mächtigen Bänken in Begleitung des Eisensteins auftreten. Das Kalkphosphat bildet dann meist nicht durchgehende Lagen, sondern linsen- und nierenförmige Massen. Das Aussehen des Phosphorits kann dann derartig ähnlich demjenigen des Eisensteins sein, daß es nicht immer leicht ist, beide voneinander zu trennen. Ton- und Kohleneisensteine, die frei von Phosphoriten sind, zeigen meist einen nicht besonders hohen Phosphorgehalt, beispielsweise häufig 0,1—0,3 Proz. Soweit es sich um Karbonate handelt, können die Eisenerze durch Rösten angereichert werden; sie liefern dann häufig ein Material mit 40—45 Proz. Eisen.

Westfalen.

Literatur.

v. Carnall, Kohleneisensteine in Westfalen. Zeitschr. D. Geol. Gesellsch. 1851, S. 3 ff., 383. — Derselbe, Sphärosiderit in der Steinkohlengrube Concordia im Bergamtsbezirk Essen. Zeitschr. D. Geol. Gesellsch. 1855. S. 304. — R. Peters. Der Spateisenstein der westfälischen Steinkohlenformation. Zeitschr. d. Ver. deutscher Ing. 1857. — Noeggerath, Sphärosiderite aus dem westfälischen Steinkohlengebirge. Naturw. Verh. 1860, S. 64. — Bäumler, Ueber das Vorkommen der Eisensteine im westfälischen Steinkohlengebirge. Zeitschr. f. d. B.-, H.- u. S.-W. 1869, S. 426. — W. Runge, Das Ruhrsteinkohlenbecken. Berlin 1892, S. 70. — Die Entwicklung des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbergbaues, Bd. I. Berlin 1903. — P. Krusch, Der Südrand des Beckens von Münster u. s. w. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1908. — Köhler u. Einecke, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 1. Herausg. v. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1910.

In Westfalen bilden die Eisensteinflöze nur einen geringen Prozentsatz der gesamten Karbonmächtigkeit; sie bestehen aus Ton- und Spateisenstein. In den liegenderen Schichten des produktiven Karbons, der Magerkohlenpartie, sind die Eisenerze am relativ häufigsten. Aermer ist bereits die Fettkohlenpartie und am ärmsten erweisen sich die Gaskohlen- und Gasflammkohlenpartie.

Von besonderem Interesse sind die Eisensteine deshalb, weil ein und

dasselbe Flöz teils als Kohlen- und teils als Eisensteinflöz entwickelt sein kann, da Packen eines Flözes, ja ganze Eisensteinflöze in Kohlenflöze übergehen können und umgekehrt.

Wenn man absieht von der Oxydationszone der Eisensteinlager in der Nähe der Tagesoberfläche, welche dadurch entsteht, daß die atmosphärischen Wässer über dem Grundwasserspiegel Brauneisen erzeugen, kann man mit Bäumler drei Arten von primären Erzen unterscheiden:

1. Gelblich- bis schwärzlichgrauer, kristallinischer, meist ungeschichteter, körniger Spateisenstein, der fast rein ist und verhältnismäßig selten auftritt; er ist nur in der liegendsten Magerkohlenpartie bekannt.

2. Kohleneisenstein; alle Horizonte des produktiven Karbons Westfalens führen an einzelnen Stellen derartige Vorkommen.

Eine besondere Häufung findet sich in der Magerkohlenpartie; in der Fettkohlenpartie gibt es nur wenige mächtigere Vorkommen.

3. Toniger Sphärosiderit, der im Schieferton mehr oder weniger große Nieren bildet, die allerdings zu ziemlich geschlossenen Lagen angeordnet sein können. Gegenstand des Betriebes sind sie infolge ihres geringen Aushaltens nirgends gewesen.

Die reicheren Varietäten des Kohleneisensteins haben spez. Gew. 2,8—3, und Härte 3—4. Der Bruch ist schiefrig bis flach muschlig.

Auf dem Querbruch macht sich häufig die in dünnen Schichten wechselnde hellere und dunklere Bänderung bemerkbar.

Zwischen der reinen Kohle, dem Kohleneisenstein und dem reinen Spateisenstein sind alle Uebergänge vorhanden, ebenso wie die Härte je nach der Beimengung zwischen derjenigen des reinen Spateisensteins und der Kohle wechselt.

Die metallreichsten Partien der Eisensteinflöze sind gewöhnlich die untersten; mitunter geht der Eisenstein im Hangenden in eisenhaltigen Schiefer über.

Recht häufig sind die Eisensteine mit Phosphoritlagen vergesellschaftet, die aber kein bestimmtes Niveau in Bezug auf den Eisenstein einnehmen. Der Phosphorit nimmt anscheinend nach dem Hangenden des produktiven Karbons ab.

An organischen Resten sind die Eisensteinflöze reich. Sie sind sehr häufig identisch mit den marinen Horizonten, seltener mit den Süßwasserfossilien führenden. Die Versteinerungen finden sich meist in den oberen Schichten der Flöze an der Grenze der Kohlen- und Brandschieferpacken oder in ihrem unmittelbaren Hangenden. Auch pflanzliche Reste sind häufig vorhanden.

Die meisten Kohleneisensteinvorkommen sind zum großen Teil der Kohle aufgelagert. Eine Bevorzugung irgendwelcher anderer karbonischen Gesteine (Schiefer oder Sandstein) ist nicht beobachtet worden.

Ein großer Nachteil der Eisensteinflöze, der den Bergbau erheblich erschwert, ist der plötzliche Wechsel im Streichen und Fallen, welcher häufig mit einem vollständigen Auskeilen verbunden sein kann. Abgesehen hiervon gehen die einzelnen Packen oder Flöze ohne Mächtigkeitsveränderungen aus Eisenstein in Kohle, in Brandschiefer oder in eisenschüssigen Schiefer über.

Wiederholt ist nach Bäumler beobachtet worden, daß Eisensteine an Verwerfungen abschneiden und jenseits derselben als Kohlenflöze fortsetzen. Wahrscheinlich handelt es sich aber auch hier um plötzliche Mächtigkeitsabnahmen, auf die die Verwerfung keinerlei Einfluß hat.

Man geht nicht fehl, die Entstehung der typischen Eisensteinlager auf Quellen zurückzuführen und anzunehmen, daß die größten Mächtigkeiten am Austritt der Quellen zustande kamen.

Die bekanntesten Flöze sind vom Liegenden zum Hangenden das Herzkämper, das Kirchhörder und das Hattinger Spateisensteinflöz.

Das ungeröstete Erz hatte im Durchschnitt 41—45,6 Proz. Eisen bei bis 1 Proz. Mangan und bis 0,68 Proz. Phosphorsäure; durch das Rösten gewann man ein Produkt mit 58—65 Proz. Eisen.

Die Förderung betrug 1857 675 000 t und erreichte 1865 mit 1 154 000 t das Maximum. 1906 gewann man noch ca. 42 000 t und gegenwärtig ist der Betrieb vollkommen eingestellt.

Nach der Zusammensetzung hätten die Erze des produktiven Karbons Anwartschaft auf hüttenmännische Verwertung. Leider sind jedoch die Gewinnungskosten zurzeit derartig hohe, daß an einen Betrieb auch in der Zukunft kaum zu denken ist.

England und Schottland.

Literatur.

Iron Ores of Great Brit. Memoires of the Geological Survey, 1856. — A. Phillips and Henry Louis, A Treatise on Ore Deposits. London 1896. — Henry Louis, The Iron Ore Resources of the United Kingdom of Great Britain and Ireland in The Iron Ore Resources of the World, Bd. 2. Stockholm 1910.

Die Toneisensteine des produktiven Karbons Englands und Schottlands waren vor einem halben Jahrhundert fast die einzigen einheimischen Eisenerzquellen.

Wie in Westfalen treten sie entweder in zusammenhängenden Lagern oder in Konkretionen auf, die in größerer oder geringerer Häufung in Schiefer und Ton eingebettet sind.

Die Konkretionen bestehen im wesentlichen aus Eisenoxydulkarbonat, welches mit Kalk- und Magnesiakarbonat vermischt ist. Ab und zu enthält der Spateisenstein auch etwas Mangankarbonat. Die geschlossenen Eisenerzlager führen entweder Blackband, das ist ein Gemenge von Kohle und Erz, oder Spateisenstein. Sie finden sich fast in jedem britischen Kohlenfelde in mehr oder weniger großer Anzahl und mit wechselnder Mächtigkeit.

Gegenwärtig werden sie in England nur wenig ausgebeutet. Die Jahresproduktion Schottlands beträgt jetzt gegen 800 000 t Blackband. Die Erze sind hier aufs engste mit der Steinkohle vergesellschaftet, so daß beide zu gleicher Zeit gewonnen werden können. Sie finden sich hier sowohl in der Upper, als auch in der Lower Coal Series (die letztere entsprechend der Bernician Series Nordenglands). Beide Formationen werden getrennt durch die sogenannte Limestone Series.

Die schottischen Flöze erstrecken sich über große Flächen, wechseln

aber sehr ihren Charakter, derart, daß Blackband in Spateisen oder auch in Kohle übergehen kann. Die Mächtigkeit schwankt beträchtlich. Meist beginnt da, wo ein Flöz unbauwürdig wird oder sich auskeilt, ein anderes, so daß praktisch gerechnet der Eisenstein in dem ganzen Kohlengebiete verbreitet ist. Im Durchschnitt enthält die Upper Coal Series 4 Fuß und die Lower Coal Series 2 Fuß Eisenstein.

Eine englische Quadratmeile festen Blackbands liefert bei 1 Fuß Mächtigkeit ungefähr 2 Mill. Tonnen Erz.

Louis berechnet den Vorrat in Schottland auf 8000 Mill. Tonnen, von denen bisher 110 Mill. Tonnen gefördert wurden, wobei allerdings die leichter gewinnbaren Teile abgebaut sind.

Das Kohlenfeld von Northumberland und Durham enthält ebenfalls einige Eisensteinflöze, von denen das bestbekannte nicht weit über dem Millstone Grit liegt. Das Erz hat hier einen Durchschnittsgehalt von 33—35 Proz.

Ein Blackbandflöz lieferte bei Chesterwood jährlich 20 000—25 000 t Eisenstein. Der Vorrat von Northumberland und Durham wird von Louis auf 1500 Mill. Tonnen geschätzt.

Im Derbyshire- und Yorkshire-Kohlenfeld schwankt die Mächtigkeit der Eisensteinflöze zwischen 6 Zoll und 1 Fuß. Trotz dieser geringen Stärke berechnet Louis 6000 Mill. Tonnen Erz.

Im North Staffordshire-Kohlenfeld werden vier Flöze als bauwürdig und wichtig angesehen, nämlich das Half-Yard, Redshagg, Red Mine und Bassey Mine Seam. Sie schwanken zwischen wenigen Zoll und mehreren Fuß Stärke und könnten nach Louis ca. 5000 Mill. Tonnen Erz liefern. — Die hier referierten Vorratsberechnungen von Louis stützen sich z. T. auf ziemlich unsichere oder ungenügende Grundlagen und sind nicht ohne weiteres mit den Vorratsberechnungen der Eisenerzlagerstätten z. B. des Deutschen Reiches zu vergleichen.

Im ganzen schwankt der Eisengehalt der englischen Blackbandflöze zwischen 23 und über 40 Proz., meist beträgt er 26—35 Proz.; im Durchschnitt kann man mit 31 Proz. rechnen. Der Rückstand beträgt 10 bis 20 Proz., der Phosphorgehalt meist 0,5 bis 1 Proz. Man röstet das Erz und erhält dann ein Produkt von durchschnittlich 45 Proz. Eisen.

Wenn auch die Erzmenge in England und Schottland eine recht erhebliche ist, so muß die wirtschaftliche Bedeutung der einzelnen Vorkommen doch bei dem heutigen Stande der Eisenindustrie als eine recht geringe angesehen werden.

Die cretacäischen Toneisensteine von Bentheim-Ochtrup, Ottenstein und Ahaus.

Literatur.

A. Hilbck, Geognostische Darstellung des Eisensteinvorkommens in der älteren Kreideformation von Ahaus. Zeitschr. f. d. B.-, H.- u. S.-W. 1867, S. 108. — A. Hosius, Ueber marine Schichten im Wälderton von Gronau. Zeitschr. d. D. Geol. Gesellsch. 1893, S. 34. — G. Müller, Die untere Kreide im Emsbett nördlich Rheine. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1895, S. 60. — B. Kosmann, Ueber die Toneisensteinlager

in der Bentheim-Ochtruper Tonmulde. Stahl u. Eisen 1898, S. 357 u. 623 u. Zeitschr. d. D. Geol. Gesellsch. 1898, S. 127. — H. K e t t e, Das Eisenerzvorkommen von Ochtrup-Bentheim. Glückauf 1898, S. 436. — B. K o s m a n n, Die Toneisensteinlager des Münsterlandes in Westfalen. Vortr.: Zs. Luft, 8. Berlin 1902, S. 260, 271. — G. M ü l l e r, Die untere Kreide westlich der Ems und die Transgression des Wealden. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, S. 72. — D e r s e l b e, Die Lagerungsverhältnisse der unteren Kreide westlich der Ems. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1903, S. 184. — E. H a r b o r t, Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. Sonderabdruck aus d. Festschr. für A. v. K ö n e n. Stuttgart 1907. — R. B ä r t l i n g, Die Ausbildung und Verbreitung der unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Zeitschr. d. D. Geol. Gesellsch. 1908, Monatsber. S. 36, 41. — W i l l e r t, Das Toneisensteinvorkommen von Ahaus und Coesfeld und seine wirtschaftliche Bedeutung. Glückauf 1908, S. 304, Der Erzbergbau 1907. — R. G o e b e l, Die Rentabilität der Toneisensteingewinnung des Münsterlandes. Der Erzbergbau 1909, Heft 16 u. 17. — K ö h l e r u. E i n e c k e, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv für Lagerstättenforschung Heft 1. Herausg. von d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910. — Eigene Untersuchungen von K r u s c h.

Die Eisensteine treten am Westrande des nördlichen Teiles des Beckens von Münster auf. Das Gebiet wird im Osten durch die Obere Kreide begrenzt, welche in einem flachen, nach Westen geöffneten Bogen sich über Stadtlohn und Oeding von Westfalen nach Holland erstreckt. Innerhalb dieses Bogens treten vereinzelte Sattel-Horste älterer mesozoischer Schichten auf, deren Kreidedecke der Abrasion zum Opfer fiel.

Die Untere Kreide, die ausschließlich für die Erzlagerstätten in Frage kommt, bildet innerhalb des kurz geschilderten Verbreitungsgebietes zwischen Bentheim und Ottenstein einige flache Mulden. Besonders ausgedehnt ist diejenige zwischen Bentheim und Ochtrup, welche von einer stärkeren diluvialen Decke verhüllt wird, so daß nur an den Rändern Neocom an die Tagesoberfläche kommt.

Die Wealdenformation, welche das Liegende bildet, besteht in der Hauptsache aus einer Wechsellagerung von dunklen Schiefertonen mit Kalken; nur in den höheren Schichten an der Grenze gegen das Valanginien kommen Toneisensteine im Ton vor, die bisher keinerlei wirtschaftliche Bedeutung haben. Auch die Eisensteine des darüberliegenden Unteren Neocoms sind gegenwärtig bedeutungslos.

Das Hauterivien führt ebenfalls Eisenstein; es ist als Sandstein oder loser Sand entwickelt und enthält Eisenerze, welche in der Hauptsache durch Brauneisen verkittete Sande darstellen. Wegen ihres hohen Quarzgehaltes sind sie ohne wirtschaftliche Bedeutung.

Von größerer Wichtigkeit sind die Toneisensteine, die sich in den graublauen bis blauschwarzen Tonen des Aptien finden (oberes Neocom). Die noch hangenderen, dem Albien angehörigen Gaultschichten haben dann keine nennenswerten Eisenablagerungen mehr. Im Gault war also die Eisensteinbildungsperiode beendet.

Die häufig in der Literatur anzutreffende Bezeichnung der Erze als Gaulteisensteine ist also zu verwerfen, da der Haupthorizont dem Aptien, d. h. dem Oberen Neocom nach den Untersuchungen v. K ö n e n s angehört.

Für die Toneisensteinführung kommt ein Streifen in Frage, welcher

zwischen den Sandsteinrücken des Hauterivien und den Grünsanden des Gault liegt (Fig. 130). Er ist je nach dem Einfallsgrade der Schichten breiter oder schmäler und wird zum großen Teil von Diluvium überdeckt, zu welchem sich auf die holländische Grenze zu Tertiär (Miozän und Oligozän) gesellt.

Die Toneisensteine des Aptien treten flözähnlich auf und bestehen teils aus einzelnen Nieren, teils aus geschlossenen Bänken, die übrigens

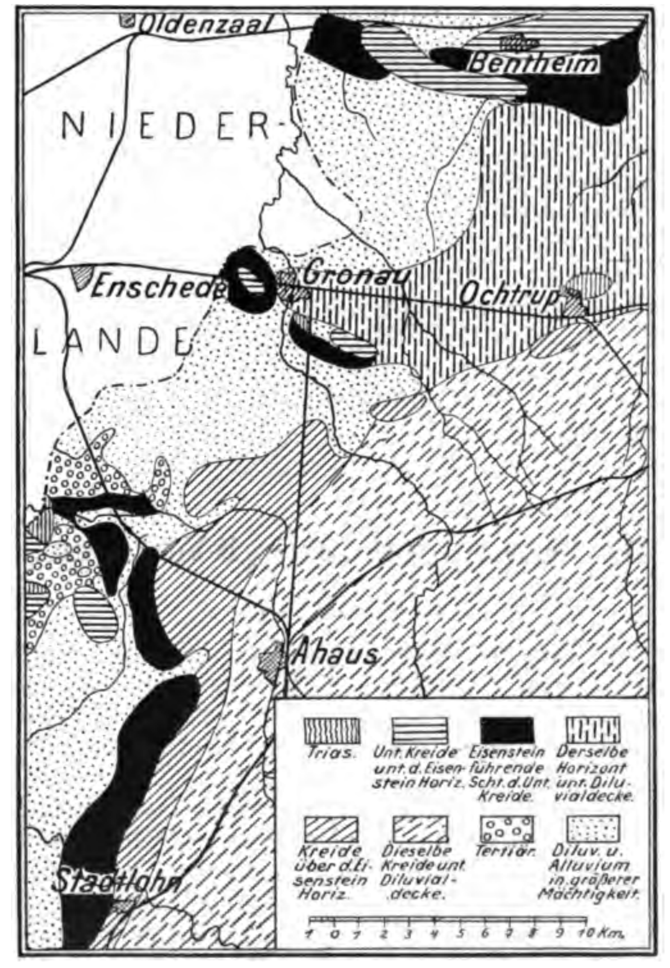


Fig. 130. Die Erzlagerstätten zwischen Bentheim und Stadtlohn. (Nach Köhler u. Einecke.)

an den Grenzen der Erzschichten in ein Lager einzelner Nieren übergehen können. Ebenso scheinen sich die Flöze bei der Verwitterung in Nieren aufzulösen. Die einzelnen Stücke haben Faust- bis Kopfgröße und liegen mit der Längsachse in der Schichtebene.

Die Mächtigkeit der Flöze beträgt wenige bis 40 cm. Sie sind getrennt durch Ton bezw. Schieferton, der in der Nähe der Tagesoberfläche plastisch

ist und nach der Tiefe fester wird. Die Zwischenmittel können bis mehrere Meter haben.

Von besonderer Wichtigkeit ist das Verhältnis der Eisenerze zu dem tauben Tonmaterial. Nach den alten Aufschlüssen beträgt es 1 : 10, die neueren Schürfe ergeben aber ein ungünstigeres Verhältnis.

Das Erz ist im frischen Zustande blaugrau, bekommt bald durch Verwitterung eine rötlichbraune Farbe, wie denn überhaupt das primäre Karbonat zur Umwandlung in rotes Brauneisen zu neigen scheint.

Der Eisengehalt ist in der Hauptsache als kohlensaures Eisenoxydul vorhanden, welches durch Kieselsäure, Kalk, Tonerde und Magnesia verunreinigt ist und zum Teil reichlich Phosphor enthält.

Eine Durchschnittsanalyse aus 18 Flözen ergab: 38,42 Proz. Fe, 0,19 Mn, 6,05 CaO, 1,15 MgO, 11,75 Rückstand, 0,71 P und 0,32 S.

Der Glühverlust betrug 24,63 Proz., so daß also bei einer Röstung des Erzes mit einer Anreicherung um annähernd ein Viertel zu rechnen ist.

Die Rösterze hatten nach den bisherigen Untersuchungen 44—49 Proz. Eisen. Sie sind sehr porös, aber trotzdem fest und transportfähig, so daß sie zu den leicht reduzierbaren gehören.

Die Gewinnbarkeit der Erzlager hängt aufs engste mit den Fortschritten auf dem Gebiete der Tonbaggerung zusammen.

Die Vorräte wurden von Köhler und Einecke zu 15 Mill. Tonnen berechnet.

Die Chamosit- und Thuringit-Vorkommen.

Allgemeines.

Die beiden Erzarten, welche in petrographischer Beziehung von den gewöhnlichen Eisenerzen verschieden sind, kommen in größerer Anhäufung nur an wenigen Stellen der Erde vor. Beide zu den Leptochloriten gehörenden Mineralien zeigen eine kristalline Struktur, nie aber frei entwickelte Kristalle.

Der Thuringit (nach Thüringen benannt) ist ein wasserhaltiges Eisen-Aluminium-Silikat, für welches die mineralogischen Lehrbücher die Formel $H_{18}Fe_8(Al, Fe)_8Si_6O_{41}$ angeben. Da aber Tonerde- und Kieselsäurebeimengungen häufig auftreten, kann diese Formel nur ein ungefähres Bild von der Zusammensetzung des Minerals geben. Es besteht aus einer derben pistazien- bis dunkelgrünen Masse, welche kleinschuppige oder feinkörnige Struktur zeigt. Die Härte beträgt 2—2½, das spez. Gew. 3,2. Es enthält häufig 31—35 Proz. FeO und 12—18 Proz. Fe_2O_3 bei 23 Proz. SiO_2.

Der Chamosit ist ebenfalls ein wasserhaltiges Eisen-Aluminium-Silikat, dessen Zusammensetzung allerdings noch schwankender ist wie diejenige des Thuringits. Das grünlichgraue bis grünschwarze Mineral erscheint dicht oder kleinoolithisch und enthält 36—42 Proz. FeO. Seinen Namen hat es von den schichtartig im Jura von Chamoson (Schweizer Kanton Wallis) auftretenden Massen.

Beide Erze bilden, soweit sie bergbaulich ausgebeutet werden, Lager, deren Mächtigkeit recht verschieden ist. Da das Erzlager nur eine besondere Fazies der normalen Sedimentation darstellt, kann es allmählich in gewöhnliche Schiefergesteine übergehen. Die Mächtigkeit unterliegt großen Schwankungen, erreicht aber selten größere Beträge.

Von Interesse sind die sekundären Hutbildungen der Thuringit- und Chamositlager; beide gehen infolge der Einwirkung der Tagewässer in Brauneisen über, welches wesentlich reicher als das primäre Erz ist und bis zu wechselnden Teufen reichen kann.

Die räumliche Ausdehnung der Thuringit- und Chamositlager kann eine erheblichere sein, wie die böhmischen Vorkommen beweisen.

Wegen der geringen Qualität der Erze wird aber der Bergbau stets von der Konjunktur abhängen.

Die beiden bestbekannten Chamosit- und Thuringitvorkommen in Thüringen und in Böhmen sind von silurischem Alter; andere Lagerstätten sind jünger; so ist z. B. diejenige von Chamoson in Wallis jurassisch.

Die Vorkommen bilden überall konkordant eingelagerte Schichten, oftmals mit Wechsellagerung verschiedenen Materials unzweifelhaft sedimentärer Entstehung.

Die Struktur der Erze ist zum Teil eine oolithische. — Das Mineral Chamosit wurde übrigens auch in den Minetten Lothringens nachgewiesen.

Es gibt somit Uebergänge zwischen den oolithischen Vorkommen einerseits und den Chamosit- und Thuringitlagerstätten anderseits. Trotzdem lassen sich die typischen Repräsentanten der beiden Lagerstättenarten gut voneinander unterscheiden.

Nučitz in Böhmen.

Literatur.

Dr. F. Katzer, Die Geologie von Böhmen 1892. — M. V. Lipold, Die Eisensteinlager der silurischen Grauwackenformation in Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1863. — Jos. Vala und R. Helmhacker, Das Eisensteinvorkommen in der Gegend von Prag und Beraun. Prag 1873. — C. Feistmantel, Die Eisensteine in der Etage D des böhmischen Silurgebirges. Abhandl. d. Kgl. Böhm. Gesellsch. d. Wissensch. VI 1875 u. 1876. — Derselbe, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Eisensteine u. s. w. Sitzungsber. d. Kgl. Böhm. Gesellsch. d. Wissensch. 1878. — V. Uhlig, Die Eisenerzvorräte Oesterreichs. Bericht d. Geol. Gesellsch. in Wien in The Iron Ore Resources of the World. Stockholm 1910.

Man teilt die Siluretage D Barrandes in die Zonen d_1 bis d_5 ein, deren Verbreitung aus der Erstreckung der beiden Flügel des Brdagebirges hervorgeht. Erzführend sind die Zonen d_1, d_4 und d_5.

Die Zone d_1, das ist die liegendste der Etage D, wird von Grauwacken und Schiefern mit Diabas und Eisensteinen gebildet. Die letzteren bestehen aus oolithischem Roteisen, welches bis 17 m Mächtigkeit erreicht, aber auf großen Erstreckungen nur in schwachen Schnüren bekannt ist, wobei bedeutende Anschwellungen und Auskeilungen beständig miteinander abwechseln. Häufiger treten mehrere schwächere Lager auf, die durch diabasische Gesteine oder tonige Schiefer voneinander getrennt werden.

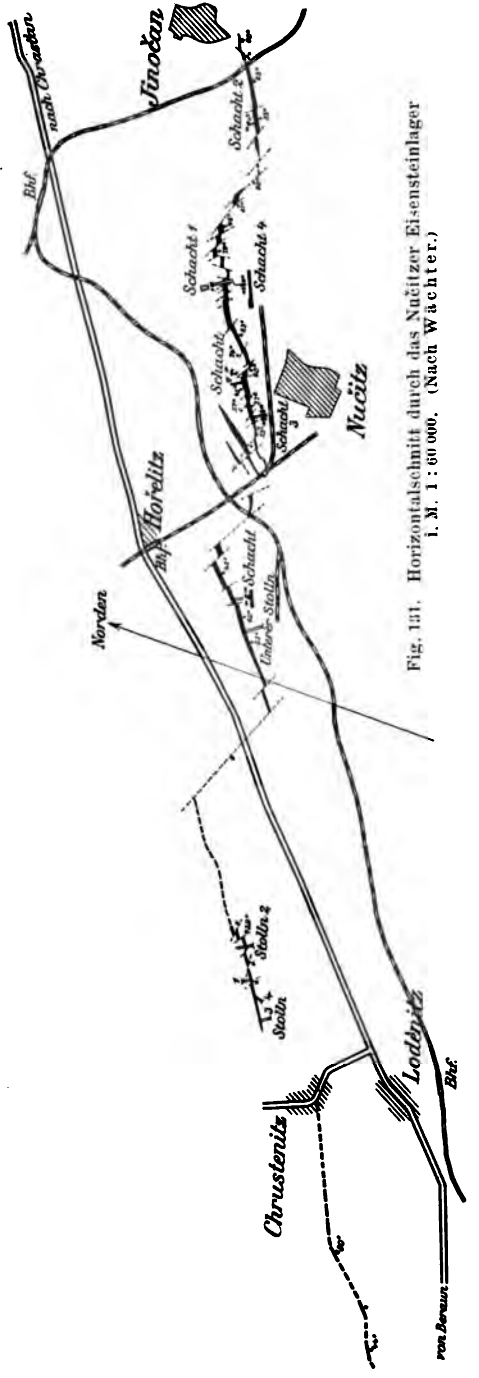


Fig. 131. Horizontalschnitt durch das Nučitzer Eisensteinlager i. M. 1 : 60 000. (Nach Wächter.)

Dieser eisensteinreiche Horizont bildet die oberste Abteilung der Zone d_1 und hat 40—100 m Mächtigkeit.

Uhlig gibt aus diesem Horizont eine größere Anzahl von Eisenerzvorkommen an, die heute nur untergeordnete Bedeutung haben. Wesentlich wichtiger ist der Eisenstein der Zone d_4, d. h. der Zahořaner Schichten. In ihm tritt das wichtige Erzlager von Nučitz auf.

Die Zone d_4 besteht aus quarzig-tonigen, glimmerigen Grauwackenschiefern mit zwischengelagerter quarziger, feinkörniger oder quarzitähnlicher Grauwacke. In frischem Zustande erscheinen die Schiefer dunkelgrau; am Ausgehenden sind sie bräunlich.

Im nördlichen Muldenflügel des Silurgebietes tritt in der Gegend von Nučitz das hier im Tagebau gewonnene bedeutende Eisensteinlager zwischen schiefrigem Nebengestein auf. Es erreicht bis 22 m größte Mächtigkeit und keilt nach Osten sowohl wie nach Westen allmählich aus.

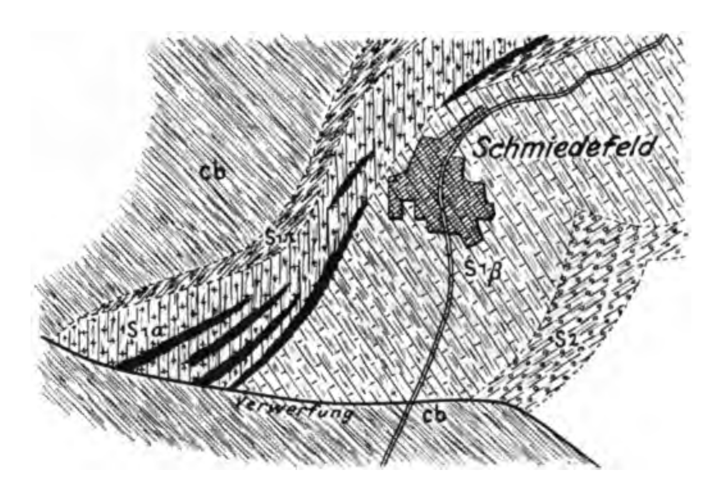
Die Tektonik des mit 50—60° einfallenden Lagers ist infolge der Einwirkung von sechs bedeutenden Verwerfungen eine recht komplizierte. Die Sprunghöhe der einzelnen Störungen beträgt bis 900 m, und zwar nimmt das Maß der Verschiebung in der Richtung von Osten gegen Westen immer mehr zu. Durch die Verwerfungen werden die Abbaufelder der sechs Schächte bedingt, von denen aus man heute das Erzvorkommen auf 8000 m Länge aufgeschlossen hat.

Man kennt das Vorkommen von Nučitz in nordöstlicher Richtung bis über Jinonic bei Prag hinaus und in südöstlicher über Lodenitz, Vráž und

Beraun bis auf Knižkowic zu; hier tritt es bei Zditz in einer Mächtigkeit von 11 m zutage, so daß es wieder im Tagebau gewonnen werden kann. Im ganzen ist das Nučitzer Eisenerzlager also auf 40 km Länge bekannt.

Das dunkelgrüngraue, seltener bläulichgraue Erz ist in der Hauptsache ein Eisenoxydulsilikat von oolithischer Struktur mit einer mehr oder weniger sideritischen oder schiefrigen Grundmasse. Es wird im allgemeinen als Chamosit bezeichnet, wenn es auch in mineralogischer Beziehung durch den hohen Spateisensteingehalt von dem genannten Mineral abweicht. In der Nähe des Ausgehenden ist das Erz in Brauneisen umgewandelt.

Auf dem Südflügel des Silurbeckens kennt man das Erzlager nicht. Hier findet sich aber in der Stufe d_5 zwischen Vráž und Řevnitz ein ooli-



cb = Kambrium; S1π = Untersilur. Quarzschiefer; S1α = Untersilur. Griffelschiefer: S1β = Untersilur überlagernde dunkle Schiefer. Untersilur mit den Erzlagern ist an der Lichtentanner Hauptverwerfung gegen Kambrium verworfen i. M. 1:100000. (Köhler-Einecke.)

Fig. 132. Die Chamositlager bei Schmiedefeld (Sachsen-Meiningen).

thisches Lager von 0,75—1,1 m Mächtigkeit mit denselben Eigenschaften wie das Nučitzer Vorkommen in d_4.

Der durchschnittliche Eisengehalt des Nučitzer Roherzes beträgt 35,5 Proz. bei ca. 20 Proz. Rückstand und ca. 20 Proz. Glühverlust. Das geröstete Erz hat 44,3 Proz. Fe.

Die Eisenerzproduktion Böhmens beträgt ca. 700000 t, davon entfallen auf die Prager Eisenindustriegesellschaft und die Montangesellschaft bei Nučitz ca. 650000 t. Der bei Nučitz aufgeschlossene Erzvorrat wird für die Strecke von Jinočan bis Chrustenitz, das sind 8 km Länge, zu 11 Mill. t angenommen.

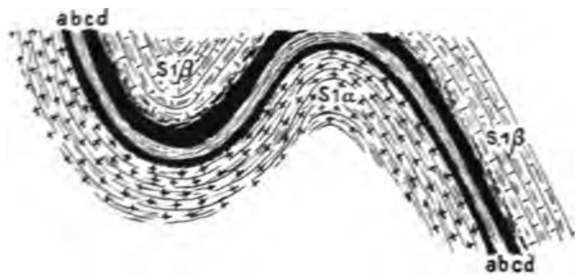
Schmiedefeld im Thüringer Walde.

Literatur.

H. Loretz, Beitrag zur geologischen Kenntnis der kambrisch-phyllitischen Schieferreihe in Thüringen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1881, S. 175. — Derselbe, Bemerkungen über die Untersilurschichten des Thüringer Waldes und ihre Abgrenzung vom Kambrium. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1884, S. 24. —

Derselbe, Zur Kenntnis der untersilurischen Eisensteine im Thüringer Walde. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1884, S. 120. — Die Eisenerzlager Oberfrankens. Berggeist 1886, 245. — W. Kellner, Nachrichten über den Bergbau und Hüttenbetrieb in Südthüringen. Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1889, S. 157. — E. Zimmermann, Geologie von Sachsen-Meiningen. Hildburghausen 1902. — Zalinski, Untersuchungen über Thuringit und Chamosit aus Thüringen und Umgebung. N. Jahrb. f. Min. 1904, S. 40. — Geologische Spezialkarte von Preußen, Blätter Gräfenthal, Probstzella, Saalfeld, Schmalkaiden, Lebesten, Schleusingen, Masserberg nebst Erläuterungen. — G. Einecke und W. Köhler. Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 1. Herausgegeben v. d. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1910.

Im Untersilur bei Schmiedefeld in Sachsen-Meinigen treten die Eisensteinlager in zwei horizontbeständigen, über viele Quadratmeilen ausgedehnten Schichten auf, welche bei den geologischen Aufnahmen der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt verfolgt und festgelegt werden konnten. Eine Quarzitzone, die graugrüne, glimmerreiche Tonschiefer enthält, wird als oberstes Kambrium angesehen, über dem im Untersilur Tonschiefer schnell zunehmen und dunkle, weiche, blauschwarze Schichten, die oft als



S1α = Griffelschiefer; a = Nebenlager; b = glimmerreicher quarzitischer Schiefer; c = Hauptlager; d = Quarzitlager wechselnd mit Tonschiefer; S1β = Oberer dunkler Schiefer.

Fig. 133. Schemat. Profil des Schmiedefelder Chamositlagers. (Nach Einecke-Köhler, S. 438.)

Griffelschiefer entwickelt sind, bilden. In ihnen liegen die Eisensteinhorizonte, und zwar verbreitet sich der tiefere zwischen den Griffelschiefern und den kambrischen Quarziten, während der höhere, wirtschaftlich wichtigere, im Hangenden der Griffelschiefer auftritt, von denen er vielfach durch eine quarzitische Bank von blaugrauer bis blaugrüner Farbe getrennt wird. Ueber dem Hauptlager folgt eine Wechsellagerung von Quarzit mit Tonschiefern, welche nach dem Tannenwald zu in den untersilurischen Hauptquarzit übergeht.

Bei Schmiedefeld im östlichen Thüringer Wald kennt man in der untersilurischen Eisensteinzone drei Erzlager. Das unterste abgebaute hatte 3 m Roteisen in Wechsellagerung mit Quarzit und Griffelschiefer. Das mittlere, als Nebenlager bezeichnete (a in der Fig. 133) zeigt bei 2 m Mächtigkeit oolithische Struktur. Das im Hangenden auftretende Hauptlager (c in der Fig. 133) ist 15—20 m mächtig, streicht nordöstlich und fällt mit ca. 60° nach Südosten ein. Man kennt es bis auf 1 km streichende Länge. Es führt Thuringit und Chamosit. Der erstere enthält hier etwa 30 Proz. Eisen bei 10 Proz. Wasser. Er ist oliven- bis schwarzgrün und feinschuppig, dicht oder oolithisch.

Der Chamosit, welcher den Thuringit überwiegt, ist bei Schmiedefeld dunkelsilbergrau bis schwarz und hat infolge der oolithischen Struktur eine große Aehnlichkeit mit der Minette. Er ist wesentlich härter als der Chamosit.

Bei der Verwitterung geht der Chamosit schwerer in Brauneisen über als der Thuringit.

Die chemische Untersuchung des primären Erzes ergibt erhebliche Mengen von kohlensaurem Eisenoxydul, während chloritische Silikate zurücktreten. Die in den Lehrbüchern der Mineralogie angegebene Zusammensetzung des Chamosits entspricht diesem Gehalt an Karbonat nicht. Der Chamosit von Schmiedefeld ist vielmehr ein Spateisenstein, welchem eine geringe Tonerdesilikatmenge beigemischt ist. Nach den Proben von Loretz hatte das Erz 22 Proz. CO_2, gerösteter Chamosit (Gewichtsabnahme ca. 20 Proz.) lieferte ein Material mit 43 bis 46 Proz. Fe bei 20—31 Proz. Rückstand und 0,7—1,2 Proz. P.

Interessant ist der TiO_2-Gehalt des Chamosits, welcher im ungerösteten Erz bis 1,63 Proz. beträgt.

In genetischer Beziehung liegen echte Sedimente mit deutlicher Schichtung vor. Die Schmiedefelder Eisenerzgruben gehören der Maximilianshütte zu Unterwellenborn, die sie zusammen mit den Kamsdorfer kalkigen Erzen verarbeitet.

Die Eisenerzlager sind im Silur Ostthüringens zwar weit verbreitet, doch wohl nur zum kleinsten Teil bauwürdig. Wenn die heutige Förderung auch gering ist, so muß man doch immerhin mit einem Chamositvorrat von ca. 100 Mill. t rechnen.

Eisentrümmererz-Lagerstätten.

Diese können sehr verschiedener Entstehung sein. Sie bilden sich einmal als eluviale Seifen (Bd. I, S. 17) dadurch, daß ein eisenerzhaltiges Gestein von den Atmosphärilien zerstört wird, daß das im Gestein enthaltene Erz an Ort und Stelle liegen bleibt und nach und nach durch Beseitigung der nichthaltigen Teile eine Konzentration erfährt. Für diesen Prozeß eignen sich nur die widerstandsfähigen Eisenerze, und zwar hauptsächlich Magneteisen und Eisenglanz, welche vorzugsweise als magmatische Ausscheidungen aus Eruptivgesteinen, als Kontaktlagerstätten und als Erzsedimente in kristallinen Gesteinen auftreten. Zu diesen Trümmerlagerstätten gehören unter anderem auch die lose herumliegenden Blöcke Ovifakeisen auf der Diskoinsel (Bd. I, S. 337). Hierher dürften außerdem Anhäufungen von großen Magneteisenerzblöcken zu rechnen sein, welche man in Angola (Portugiesisch-Westafrika) an einigen Stellen in größerer Verbreitung kennt und hierher sind die Anhäufungen von Magneteisenerz zu rechnen, welche die Eisenerzvorkommen des Urals begleiten und den ersten Anlaß zum dortigen Eisenerzbergbau gegeben haben. Schließlich erwähnen wir hier noch die sogenannten „Canga“ in Minas Geraes (siehe S. 112 unten).

In fluviatilen Ablagerungen können zwar auch Fragmente älterer Eisenerzlagerstätten durch den natürlichen Aufbereitungsprozeß eine Anreicherung erfahren, indessen ist kein Vorkommen bekannt, bei dem es zur Bildung einer heute bauwürdigen Lagerstätte kam.

Die marinen Seifen entstehen namentlich bei Transgressionen des Meeres. Sie finden sich demnach als Basalkonglomerate von Formationen in der Küstenregion und enthalten häufig Bruchstücke auch weniger widerstandsfähiger Eisenerze, wie z. B. von Brauneisen. Bei diesem marinen Aufbereitungsprodukt erreicht die Eisenkonzentration in vielen Fällen einen solchen Grad, daß nutzbare Lagerstätten entstehen. Die Eisenerz-Basalkonglomerate erstrecken sich häufig über große Flächen, haben aber den Nachteil einer sehr ungleichmäßigen Erzzusammenhäufung, da die Brandung vor allen Dingen die Vertiefungen des Untergrundes mit den Geröllen ausfüllt, so daß auf großen über die Umgebung etwas erhöhten Flächen wenig oder gar kein Konglomerat vorhanden ist.

Da die von der Brandung losgerissenen oder von den Flüssen dem Meere zugeführten Gerölle je nach ihrer Herkunft die verschiedenste Zusammensetzung haben, ist der Eisengehalt derartiger Lagerstätten oft recht schwankend. Haben sie ein höheres geologisches Alter, so sind sie häufig mit den verschiedensten Bindemitteln — oft findet man kohlensauren oder phosphorsauren Kalk — verfestigt. Ausgedehnte eisenreiche Basalkonglomerate treten im Kreidebecken von Münster an der Basis des Cenomans und in der Gegend von Peine an der Basis des Senons auf. Freilich haben zahlreiche Versuche ergeben, daß das Cenomankonglomerat Westfalens (Tourtia) für den Bergbau zu eisenarm ist. Im Gegensatz hierzu ermöglicht das Senonkonglomerat von Peine einen äußerst lohnenden Abbau.

Bemerkenswert ist die Vergesellschaftung derartiger Eisensteinlager mit Phosphatgeröllen und -Konkretionen. Die Phosphatgeröllschichten finden sich ebenfalls vorzugsweise in derartigen Basalkonglomeraten; auch da, wo das Hauptmaterial aus Eisenerz besteht, ist phosphorsaurer Kalk nicht nur im Bindemittel, sondern auch in Form von Geröllen vorhanden. Diese Trümmererzlagerstätten liefern deshalb ein gesuchtes Material für den Thomasprozeß.

Die Bildung rezenter Eisenerz-Trümmerlagerstätten, besonders von Eisenerzsand, wird S. 541—543 genauer beschrieben.

Die Form der Trümmerlagerstätte ist im allgemeinen die einer Platte. Während die eluvialen Seifen ihrer ganzen Entstehung nach von der Form des Untergrundes abhängig sein müssen, bilden die rezenten marinen Magneteisensande schwach geneigte ebene Platten.

Im Gegensatz hierzu zeigen die bedeutend älteren Brandungslagerstätten mit den großen Brauneisenfragmenten früherer Formationen Sattel- und Muldenbildung, Verwerfungen u. s. w. Von der Neigung, die die Schichten durch den Faltungsprozeß erhielten, hängt die Erstreckung in die Tiefe ab.

Im Fall der Verkittung der Trümmerlagerstätten ist die Verwachsung

eine breccienhafte oder konglomeratische. Primäre Teufenstufen sind insofern erkennbar, als im Profil der Vorkommen Erz und Gesteinsmaterial sich vertreten können, wobei die tiefste Schicht wegen des größeren spez. Gew. des Eisenerzes häufig am eisenreichsten ist, während die höheren in der Regel mehr taubes Gesteinsmaterial enthalten.

Da es sich in allen Fällen um oxydische oder hydratische Erze handelt, sind auch in den Fällen, wo die Lagerstätte zutage ausgeht, die sekundären Metallverschiebungen gering; indessen kann sich hierbei Magneteisen in Brauneisen und Roteisen — und Brauneisen in Roteisen oder umgekehrt umwandeln.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Trümmerlagerstätten ist, im ganzen genommen, keine große. In Deutschland spielen gegenwärtig nur die Vorkommen in der Nähe von Peine bei Bülten und Adenstedt eine Rolle.

Peine.

Literatur.

Beyrich, Ueber die Zusammensetzung und Lagerung der Kreideformation zwischen Halberstadt, Blankenburg und Quedlinburg. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1849, S. 288. — A. v. Strombeck, Die Gliederung des Pläners im nordwestlichen Deutschland zunächst dem Harze. N. Jahrb. f. Min. 1857. — Derselbe, Ueber die Eisensteinablagerung bei Peine. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1857, S. 313. — D. A. Brauns, Die obere Kreide von Ilsede und Peine und ihr Verhältnis zu den übrigen subherzynen Kreideablagerungen. Naturhist. Verhandl. Bonn 1874. — Derselbe, Ueber die Eisensteinlager bei Peine. Zeitschr. f. d. gesamte Naturwissensch. zu Halle 1874, S. 280. — Fr. Kollmann, Die Erzlagerstätten für Thomasroheisen in Hannover und Braunschweig. Stahl u. Eisen 1886, S. 787. — W. Dames, Senone Phosphoritlager bei Halberstadt. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1886, S. 915. — G. Müller, Beitrag zur Kenntnis der oberen Kreide am nördlichen Harzrand. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1887, S. 372. — A. Denckmann, Ueber zwei Tiefseefazies in der oberen Kreide von Hannover und Peine und eine zwischen ihnen bestehende Transgression. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1888. — G. Einecke und W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reichs, Archiv für Lagerstättenforschung Heft 1. Herausg. v. d. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1910.

Der Eisenerzhorizont, der die Ilseder Hütte bei Peine versorgt, zeigt zwar im nördlichen Vorlande des Harzes eine große Verbreitung, scheint jedoch bisher nur bei Groß-Bülten und Adenstedt unfern Peine sowie 9 km östlich davon bei Lengede reich entwickelt zu sein (Fig. 20 in Bd. I).

Das Eisenerzlager gehört dem ausgedehnten Konglomerathorizont des Emschers (unterstes Senon) an, welcher über die älteren Glieder der Kreide transgrediert.

Der petrographische Charakter des Horizontes wechselt im ganzen beträchtlich. Die Brauneisensteinkonglomerate haben ein kalkiges oder mergliges, seltener toniges Bindemittel, in dem vielfach Phosphorite auftreten. In anderen Gebieten überwiegen konglomeratische Mergel oder Sandsteine mit wenig Brauneisen- und Phosphoritkonglomerat, welche kaum als bauwürdig zu bezeichnen sind; sie haben aber vielfach Veranlassung zur Phosphoritgewinnung gegeben.

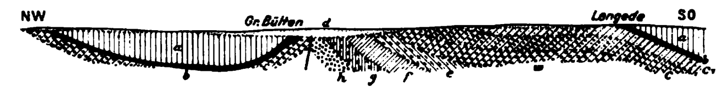
Konglomerate, die ganz frei von Brauneisen oder Phosphorit sind, hat man bis jetzt in dem sogenannten Ilseder Horizont kaum angetroffen.

Der gleiche Horizont ist in der Halberstädter Mulde und bei Zilly, sowie am Harzrande bei Goslar und Oker in sandiger Fazies entwickelt; diese steht also im Gegensatz zu der mehr mergligen und kalkigen Ausbildung in der Gegend von Peine und Ilsede.

In tektonischer Beziehung ist bemerkenswert, daß die Konglomerate der Peiner Gegend von der großen tertiären oder spätkretazäischen Faltungsperiode beeinflußt worden sind, welche südöstlich streichende Sättel und Mulden erzeugte. Durch die Abrasion wurden die Kreideschichten auf den Sätteln abgetragen, so daß hier Jura und Trias zutage anstehen, während das Eisensteinkonglomerat auf die Mulden beschränkt ist.

In genetischer Beziehung interessiert die Herkunft der Eisenerze. Da man Gaultfossilien (Ammonites Milletianus u. s. w.) vielfach in den Eisenerzen gefunden hat, ist die Annahme gerechtfertigt, daß die primären Erze im Gault auftraten.

Vorkommen wie die Seite 525 näher beschriebenen Toneisensteinlager, welche nur durch milde Tone voneinander getrennt sind, waren z. B. durchaus in der Lage, die reichen Eisenkonglomeratschichten des Ilseder



h = Oberer Buntsandstein; g = Muschelkalk; f = Keuper: e = Jura; w = Neocom; c = Gault; cl = Pläner; b = Eisensteinlager; a = Senon.

Fig. 134. Idealprofil durch das Eisenerzlager von Grube Bülten und von Lengede.

Horizontes zu bilden. Daß bei diesem Prozeß die ursprünglichen Karbonate zu Brauneisen oxydiert wurden, ist leicht verständlich.

Das Bindemittel der Erze besteht aus Kalk, der in reichlicher Menge in den liegenden Plänerschichten enthalten war, vom Meere aufgenommen und wieder zwischen die Eisensteintrümmer präzipitiert wurde. Infolge der Transgression des Senonmeeres liegt der Eisenstein bald auf Gault (bei Bülten) und bald auf Pläner (bei Lengede).

Das Hauptlager der Ilseder Hütte nimmt eine ausgedehnte geschlossene allseitig zutage ausgehende Mulde ein, welche im Südwesten am steilsten einfällt und durch viele Verwerfungen gestört ist.

12 km südöstlich von dem steileren Flügel liegt das Vorkommen von Bodenstedt und Lengede, welches von der oben genannten Mulde durch einen Luftsattel getrennt ist (s. Fig. 134).

Auch bei Lengede gehört das Trümmererzlager den tiefsten Senonschichten an.

Man hat die Erzmulde von Bülten-Adenstedt mittels einer großen Zahl von Bohrungen untersucht; sie ergaben alle als Hangendes des Erzlagers Senon, als Liegendes Gault. Die Mulde ist 11 km lang; die Schichten fallen im Osten mit 15—18°, im Westen mit 3—4° ein. Die Mächtigkeit schwankt, und zwar ist sie im allgemeinen im Ostflügel bedeutender; hier steigt sie bis 20 m. In der Muldenmitte kennt

man sie nicht, im Westen zeigt das Ausgehende nur geringe Mächtigkeit. Die größte bisher erbohrte Tiefe betrug 205 m, das Erz hatte hier 7 m Mächtigkeit.

Das zweite Vorkommen ist bei B o d e n s t e d t - L e n g e n d e auf 1600 m streichende Länge mit 5—6 m Mächtigkeit nachgewiesen. Es fällt nach Südosten ein und ist durch eine dünne Lage kalkiger Letten von dem liegenden Plänerkalk getrennt. Das Hangende bilden Quadratenschichten, so weit sie nicht in der Diluvialzeit zerstört wurden.

Der durchschnittliche Eisengehalt des Lagers beträgt 28—35 Proz. Er ist größtenteils in den Geröllen, zum kleineren Teil jedoch auch im Bindemittel enthalten. Man unterscheidet je nach der Färbung und der Art des Bindemittels graue, weiße und gelbe Kalkerze und Tonerze.

Die in dem Lager auftretenden Phosphoritgerölle haben bis 12 Proz. P und verhinderten die Verwertung der Erze vor Einführung des Thomasverfahrens. Der Mangangehalt tritt in Form von Manganspat, Polianit und Pyrolusit auf. Die Zusammensetzung des Erzlagers schwankt an den verschiedenen Stellen beträchtlich. Wenn auch das Erz der Bültener Mulde im allgemeinen mit demjenigen von Lengede übereinstimmt, so ist das Lengeder Erz doch etwas reicher an Kieselsäure und Tonerde.

Ein größerer Durchschnitt des B ü l t e n e r Erzes ergab: 32,9 Proz. Fe, 4,5 Proz. Mn, 1,1 Proz. P, 4,4 Proz. SiO_2, 0,8 Proz. Al_2O_3, 17 Proz. CaO, 0,6 Proz. MgO, Glühverlust 20 Proz.

Dagegen zeigte ein größerer Durchschnitt des Erzes von L e n g e d e: 34,4 Proz. Fe, 0,8 Proz. Mn, 1,6 Proz. P, 7,8 Proz. SiO_2, 3,7 Proz. Al_2O_3, 14,6 Proz. CaO, 0,08 Proz. MgO, Glühverlust 17 Proz.

Dasselbe Brauneisensteinkonglomerat ist noch an einigen anderen Stellen bekannt, so beispielsweise am G e h r d e n e r B e r g südlich von Hannover und bei I s e r n h a g e n nördlich von Hannover. An erster Stelle liegt auf dem Gaulttone zunächst ein dichtes feinkörniges Konglomerat von 40 m Mächtigkeit mit nur 15 Proz. Eisen, darüber folgt eine 2,4 m mächtige Schicht mit 32 Proz. Fe, 14 Proz. $CaCO_3$ und 20 Proz. Al_2O_3; das Hangende bildet eine tonige Schicht des Konglomerates von 90 cm Stärke.

Zwischen Degersen und Bönningen traf man das Lager in 1,85 m Mächtigkeit mit einem bauwürdigen Eisengehalt an.

Das Vorkommen von Isernhagen zeigt 2—3 m Erzkonglomerat unter einer 2 m starken diluvialen Decke. In Bezug auf den Eisen-, Mangan- und Phosphorgehalt stimmt es mit dem Ilseder Erzlager überein, indessen ist der Kieselsäure- und Tongehalt ein etwas höherer.

Bei H a r z b u r g fand man in dem gleichen Horizont ein Phosphorit- und Brauneisensteinkonglomerat, welches H. S c h r ö d e r in den Erläuterungen zu Blatt Harzburg genauer schildert. Der Ilseder Horizont tritt hier parallel zum Harzrande auf große Erstreckung zutage. Er zeigt beispielsweise am Scharenberge vom Liegenden zum Hangenden folgendes Profil: 0,40 m Phosphorit und Brauneisenkonglomerat, 8,0 m konglomeratischer Sandstein mit 0,2 m Phosphorit und Brauneisenstein, 3,0 m konglomeratischer Mergel mit mehreren Brauneisen- und Phosphoritlagen, 1,5 m konglomeratischen Mergel fast ohne Brauneisen und Phos-

phorit, 8,0 m konglomeratische Sandsteine mit wenig Brauneisen und Phosphorit und 5,8 m feste zum Teil konglomeratische Sandsteine.

Auch hier stammt das Erz aus dem Gault, wie sich aus den zahlreichen Bruchstücken von Gaultfossilien ergibt. Der Horizont wurde nordöstlich und östlich von Zilly (auf der Trift) auf Phosphorit bergmännisch ausgebeutet. Aehnliche Lagerstätten kennt man südlich von Halberstadt und Quedlinburg auf dem herzynisch streichenden Plateau der oberen Kreide.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Eisensteinlagerstätten des Ilseder Horizontes und zwar namentlich von Peine ist hervorragend. Trotz des geringen Eisengehaltes wirken andere Faktoren derartig günstig ein, daß die Ilseder Hütte einen bedeutenden Reinertrag hat.

Die Brauneisensteine haben so viel eigenen Kalk, daß der fremde Kalkzuschlag entbehrt werden kann. Wenn auch selbstgehende Erze, die Kalk und Kieselsäure im richtigen Verhältnis haben, nur in geringem Umfange vorhanden sind, so wird der Kieselsäurezuschlag in den nahen Gruben des Salzgitterer Horizontes gewonnen, der kieselsäurereiche Erze liefert. Die Vermöllerung dieser beiden Vorkommen liefert dann eine selbstgehende Mischung. Der hohe Phosphorgehalt bewirkt eine erhebliche Mehreinnahme aus dem Verkauf der Thomasschlacke. Auch der Mangangehalt ist von Vorteil. Hierzu kommt noch das chemisch gebundene Hydratwasser, welches das Erz porös und leicht reduzierbar macht. Man fördert jährlich 800 000 t Erz mit einer Belegschaft von 970 Mann.

Die Erzvorräte von Bülten-Adenstedt, Lengede u. s. w. werden von Einecke und Köhler zu 218 Mill. t angegeben.

Salzgitter.

Literatur.

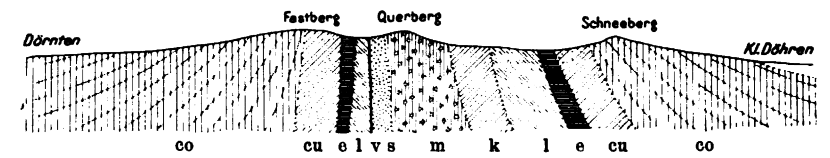
Württemberger, Eindrücke an den Protinerzen von Salzgitter und den Petrefakten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1865, S. 232. — H. v. Dechen, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. 1873, S. 587. — G. Boehm, Beiträge zur geognostischen Kenntnis der Hilsmulde. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1877, S. 215. — M. Neumayr, Ueber das Alter der Salzgitterer Eisensteine. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1880, S. 637. — A. Denckmann, Ueber die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten nördlich Goslar. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1887, VIII, 2. — G. Müller, Beitrag zur Kenntnis der Unteren Kreide im Herzogtum Braunschweig. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1885, S. 95. — A. v. Koenen, Ueber die Untere Kreide Norddeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1896, S. 713. — Kloos, Ueber die geologischen Verhältnisse des Herzogtums Braunschweig mit besonderer Berücksichtigung der sogenannten Hilsmulde. Verhandl. d. Ver. d. Naturforscher u. Aerzte 1897, S. 214. — G. Maas, Die Untere Kreide des subherzynen Quadersandsteingebirges. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1899, S. 243. — A. v. Koenen, Ueber die Gliederung der norddeutschen Unteren Kreide. Nachricht. d. kgl. Gesellsch. d. Wissensch. Göttingen 1901. — H. Schröder, Erläuterungen zu Blatt Harzburg 1908. — G. Einecke und W. Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv für Lagerstättenforsch. Heft 1. Herausgegeben v. d. Kgl. geol. Landesanstalt Berlin 1910.

Dieses dem Neocom angehörende Lager erstreckt sich nördlich von Goslar in nordwestlicher Richtung und wird als der Eisensteinzug längs des Salzgitterschen Höhenzuges bezeichnet.

Streichend läßt sich dieser letztere auf mehr als 20 km verfolgen. Er besteht aus drei niedrigen Bergketten, welche durch zwei Täler voneinander getrennt werden; in ihnen liegen eine große Anzahl älterer Tagebaue und Schürflöcher als Reste vieler baulicher Versuche.

Das geologische Profil ist nicht überall das gleiche (Fig. 135).

Im allgemeinen bilden die Schichten einen Sattel, der durch Horizontaldruck aus Nordosten entstand und teilweise überkippt ist. Die Tektonik wird durch das Auftreten von Ueberschiebungen und Spaltenverwer-



S = Buntsandstein; m = Muskelkalk; k = Keuper; l = Lias; cu = Untere Kreide; e = Eisenstein; co = Obere Kreide; v = Verwerfung.

Fig. 135. Schematisches Profil durch den Salzgitterer Höhenzug. (Nach Schröder.)

fungen kompliziert und die Erkenntnis der Lagerungsverhältnisse durch die Wirkungen tief eingreifender Erosion erschwert.

Der Kern des Höhenzuges besteht aus Trias und Lias. Auf letzterem liegt die Untere Kreide mit dem Eisenstein, sie wird von Oberer Kreide überlagert.

Während der Muschelkalk den mittleren Bergrücken bildet, erfolgt zu dessen beiden Seiten der Ausstrich der milden Schichten von Keuper,

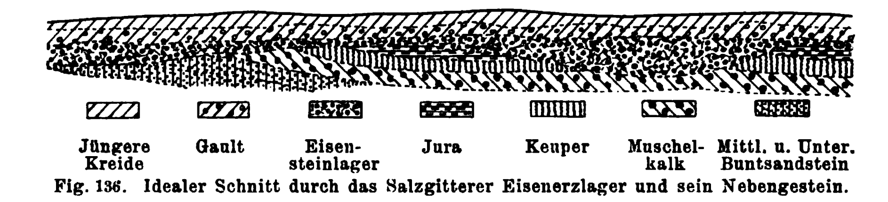


Fig. 136. Idealer Schnitt durch das Salzgitterer Eisenerzlager und sein Nebengestein.

Lias und Unteren Kreide im Bereiche zweier flankierender Längstäler. Die harten Kalke der Oberen Kreide formen anschließend zwei seitliche äußere Bergrücken.

Der Eisenerzhorizont liegt nicht konkordant auf den älteren Schichten, wie es nach Fig. 135 den Anschein hat, sondern transgrediert und füllt vor allen Dingen die Vertiefungen in seinem Liegenden aus, woraus sich große Schwankungen der Mächtigkeit ergeben (Fig. 135).

Mitunter entwickelt sich das Lager aus einer Aneinanderreihung langgestreckter mächtiger Linsen. Wegen der erheblichen Mächtigkeitsschwankungen sind die Feststellungen am Ausgehenden bezw. in der Nähe der Tagesoberfläche nicht maßgebend für die Verhältnisse in der Tiefe.

Während der Westflügel des Salzgitterschen Höhenzuges mit 40—60° nach Westen einfällt und bei Othfresen eine Ueberkippung zeigt,

erscheint der Ostflügel flacher. Die Lagerungsverhältnisse des Erzlagers wurden durch zahlreiche Aufschlüsse festgestellt, welche zunächst ergaben, daß häufig eine 1—2 m mächtige Tonschicht oder Diluvium in erheblicherer Stärke die älteren Schichten verdeckt. Die Erzmächtigkeit wurde im äußersten Westen bei Altenhagen, nördlich von Gustedt, auf 12 m festgestellt; wenig weiter südlich schwillt sie auf 60 an, nimmt dann bald wieder bis auf 5 m ab und erreicht östlich von Steinlah 12 m. Nicht die ganze Mächtigkeit besteht aus reinem Erz, vielmehr wird ein Teil von eisenschüssigen und sandigen Tonbänken gebildet. Es steht aber fest, daß nordwestlich und westlich von Salzgitter bedeutende Erzmächtigkeiten vorhanden sind (Fig. 136).

Das Erz bildet ein Konglomerat, dessen Gerölle die verschiedenste Größe und Form zeigen. Während sie in einzelnen Schichten kaum mit bloßem Auge zu erkennen sind, erreichen sie auf der Grube Georg Friedrich am Eisenkuhlenberg bis Kopfgröße.

Aus der Genesis des Vorkommens als Basalkonglomerat erklärt sich die ungefähr gleiche Größe der Gerölle der einzelnen Bänke. Die Abrundung der Gerölle ist meist eine unvollkommene. Das Bindemittel ist stets sehr eisenschüssig und mit Ton bezw. Kalk oder Mergel durchsetzt. Ab und zu zeigt sich oolithische Struktur. Hierdurch unterscheiden sich die Erze von Salzgitter von denjenigen von Ilsede. Phosphoritknollen kommen in beiden vor; sie sind im Lager fast überall vorhanden, wenn sich auch eine auffallende Häufung an einzelnen Stellen wie z. B. auf der Grube Fortuna östlich Groß-Döhren und auf Grube Segen Gottes bei Salzgitter zeigt; zeitweise hat man hier Phosphorit für die Superphosphatfabrikation gewonnen.

Eine Gliederung des gesamten Eisenerzhorizontprofils durch eisenschüssige Tonbänke ist nicht selten; Zwischenlagerungen von eisenhaltigem Kalk finden sich dagegen nur ausnahmsweise.

In genetischer Beziehung ist das Eisenerzlager von Salzgitter eine Brandungsbildung des Neocommeeres. Der Eisenstein stammt mutmaßlich ganz oder größtenteils aus jurassischen Schichten, jedenfalls war der Jura mit seinem großen Eisenreichtum der Hauptlieferant des Materials.

Von besonderem Interesse ist das Auftreten der „Oolithe“ bei Salzgitter. Während bei Ilsede nur die Bruchstücke älterer Geoden zertrümmert und wieder verkittet wurden, war bei Salzgitter die marine Aufbereitung intensiver. Man muß hier neben der Zertrümmerung örtlich eine vollständige Auflösung der Eisensteingeoden zu einem Eisensteinschlamm, aus dem sich dann lokal Oolithe bilden konnten, annehmen.

Die chemische Zusammensetzung der Erze geht am besten aus dem Produkt der Grube Georg Friedrich hervor, in welcher die Ilseder Hütte Zuschlagerz für ihr kalkiges Haupterz von Peine gewinnt. Der Eisengehalt schwankt hier zwischen 35,2 und 39,5 Proz.; er wird durch ärmere Lagerteile, welche man des Zuschlages wegen mit gewinnt, gedrückt.

Aus den Aufschlüssen westlich von Salzgitter ergaben die Analysen 35—40,8 Proz. Eisen bei 17,2—32,5 Proz. SiO_2, 6,8—8,8 Proz. Al_2O_3,

4,0—9,0 Proz. $CaCO_3$ und 0,3—0,5 Proz. P. Von großem Nachteil ist also der hohe Rückstand.

Die Verwendbarkeit der Erze des Salzgitterer Horizontes hängt also nicht zum geringen Teil von der Aufbereitungsmöglichkeit ab; in dieser Beziehung sind noch erhebliche Schwierigkeiten zu überwinden.

Aehnliche Brauneisensteinkonglomerate finden sich noch in der weiteren Umgebung von Salzgitter im Westen bei Alt-Wallmoden und Bodenstein, im Süden bei Harzburg, im Norden bei Flachstöckheim und im Osten bei Osterwiek; noch weiter weg liegen die Vorkommen von Schandelah östlich Braunschweig bei Groß-Vahlberg, Berklingen und Oesel östlich Wolfenbüttel, bei Achim und Rocklum östlich Börssum, bei Delligsen westlich Alfeld und bei Börnecke südlich Halberstadt.

Der Betrieb geht gegenwärtig nur auf der Grube Georg Friedrich östlich von Dörntenum, wo die Ilseder Hütte jährlich ca. 100 000 t mit 130 Mann fördert.

Es wurde bereits oben angegeben, daß diese Erze ein willkommenes Möllerungserz für die Ilseder Hütte sind, welche kieselsäurereiches Material für die kalkigen Erze von Ilsede braucht.

Die Vorräte werden zu ca. 60 Mill. t angenommen.

Rezente Ablagerungen von Eisenerz- oder Titaneisenerzsand.

Die Eruptivgesteine und die kristallinen Schiefer des Grundgebirges enthalten bekanntlich im Durchschnitt ca. 4,5 Proz. Fe (siehe Bd. I, S. 138, 142), und zwar die basischen Eruptivgesteine im allgemeinen noch etwas mehr, nämlich 6—8 Proz. oder darüber. Das Eisen ist hier teils in silikatischen und teils in oxydischen Mineralien, besonders als Magnetit und Ilmenit, seltener als Eisenglanz vorhanden, eine geringe Menge kommt auch in Form von Kiesen vor.

Bei der Denudation besonders von basischen und eisenreichen Eruptivgesteinen (Gabbro, Norit, Labradorfels u. s. w.), mit nachfolgender natürlicher Aufbereitung durch Flüsse oder brandendes Meereswasser entstehen häufiger Ablagerungen von Eisenerzsand, der des Titangehaltes wegen in der Regel als Titaneisenerzsand zu bezeichnen sein wird.

Die Eisenerzkörner sind hier namentlich mit Quarz und Feldspaten, aber auch mit etwas Granat, Augit, Hypersthen, Hornblende u. s. w. vermengt.

An verschiedenen Stellen, besonders in weit von den Großindustriezentren gelegenen Ländern, hat man bisweilen versucht, diese Eisen- oder Titaneisenerzsande in Hochöfen zu verwerten, jedoch überall nur in kleinem Maßstabe. — In den letzten Jahren begann man sie an einigen Stellen durch magnetische Aufbereitung anzureichern. So ergab eine

größere technische Probe mit Sand von der Nordseite der St. Lawrencebucht, in der Nähe der Mündung des Moisieflusses[1]) folgendes Resultat:

Der ursprüngliche Sand enthielt 29,4 Proz. Fe und 7,9 Proz. TiO_2. Durch magnetische Separation, ohne vorherige Zerkleinerung, wurde ein Konzentrat (I) mit 66,3 Proz. Fe und 3,9 Proz. TiO_2, und durch Zerkleinerung dieses ersten Konzentrats und nachherige magnetische Separation ein zweites Konzentrat (II) mit 69,6 Proz. Fe und 2 Proz. TiO_2 erhalten.

Entsprechende Resultate sind auch bei mehreren Titaneisenerzsanden aus Norwegen erzielt[2]) worden.

Hieraus ergibt sich, daß die — aus Gabbros und ähnlichen Gesteinen — herstammenden Titaneisenerzsande teils aus Körnern von Magnetit, bezw. Ilmenit und teils aus Verwachsungen beider bestehen.

Da jeder Sand etwas Eisen enthält, wenden wir den Namen Eisenerzsand erst an, wenn die Eisenmenge mindestens etwa 15 Proz. Fe beträgt. Nur ausnahmsweise sind hohe Gehalte wie z. B. 30—40 Proz. Fe vorhanden; bisweilen findet man innerhalb der Erzsandschichten dünnere Erzstreifen mit etwa 50—60 Proz. Fe.

Die Mächtigkeit der einigermaßen erzreichen Sandlager beträgt nur ausnahmsweise mehr als ein oder einige Fuß.

In den Eisenerzsanden hat man gelegentlich etwas Gediegen Gold gefunden, ja es gibt allmähliche Uebergänge zwischen den gewöhnlichen, immer etwas Eisenerz führenden Goldseifen und den goldhaltigen Eisenerzsanden.

Die Eisenerzsande finden sich seltener in Flüssen, häufiger an sandigen Küsten, wo die Wellen die natürliche Aufbereitung vornehmen.

Wir erwähnen an Lokalitäten:

Goldhaltige Eisenerzsande, welche in den 1880er Jahren auf Gold bearbeitet wurden, an der Küste des Feuerlandes[3]), an der Südspitze von Südamerika.

Titaneisenerzsand, nach einer Analyse mit bis 60 Proz. Eisen und 8,14 Proz. TiO_2, in einer rund 100 km langen Küstenzone an der südwestlichen Ecke der Nordinsel von Neuseeland; gelegentlich hat man versucht, dieses „Erzlager" technisch zu verwerten[4]).

Dasselbe gilt auch von den ausgedehnten Lagern von Titaneisenerzsand nahe der Mündung des Moisieflusses und von anderen Stellen auf der Nordseite der St. Lawrencebucht, wo das Muttergestein aus Noriten und Labradorfelsen besteht[5]).

---

[1]) Siehe eine Abhandlung von J. H. L. Vogt in dem norwegischen Teknisk Ugeblad, 1908.

[2]) J. H. L. Vogt, Norges Jernmalmforekomster. Norw. geol. Unters. 1910, Nr. 51, S. 33—34.

[3]) Ant. Sjögren und C. Jul. Carlsson, Ueber rezente Lager von Eisenerz u. s. w. auf dem Feuerlande (in schwed. Sprache). Geol. Fören. Förh. 1892, XIV.

[4]) E. Metcalf Smith, On the Treatment of New Zealand Magnetic Iron Sands. Journ. of the British Iron and Steel Inst. 1896, I, S. 65.

[5]) J. F. Kemp, A Brief Review of the Titaniferous Magnetits. School of Mines. Quarterly, Juli 1899, S. 331—333; hier Zitat früherer teils geologischer und teils technischer Abhandlungen; siehe auch diese Seite oben.

Die Titaneisenerzsande an der Küste von Sugaya (Departement Shimané) in Japan sind früher verhüttet worden[1]).

In Vulkangebieten trifft man bisweilen ähnliche Ablagerungen von Eisenerzsanden, so beispielsweise an der Küste von Neapel, auf Réunion[2]) und auf Celebes[3]).

W. Deecke hat eisenreiche Sande, die aus Glazialschutt entstanden sind, von der Ostseeküste und von Binnenseen des norddeutschen Flachlandes beschrieben[4]).

Eisenerzlager hauptsächlich von Eisenglanz und Magnetit im Grundgebirge und in kristallinen alt-paläozoischen Schiefern.

In kristallinen Schiefern treten — den Schichten konkordant eingelagert — Eisenerzlagerstätten auf, deren genetische Deutung besondere Schwierigkeiten bietet. Hauptsächlich wegen der Konkordanz in Verbindung mit der oftmals geschichteten Struktur des Erzes wurden diese Vorkommen früher von vielen — aber bei weitem nicht von allen — Forschern als umgewandelte Sedimente aufgefaßt.

Diese Behauptung war jedoch in ihrer Allgemeinheit nicht richtig, da Konkordanz und geschichtete Struktur an und für sich keine hinreichenden Beweise für Sedimentation abgeben. Beiden Eigenschaften begegnen wir bekanntlich auch bei vielen Lagerstätten von kontaktmetamorpher oder metasomatischer Entstehung, außerdem bei gepreßten magmatischen Ausscheidungen u. s. w.

Die scheinbar lagerförmigen, im Grundgebirge auftretenden Eisenerzvorkommen von Arendal sind nach unserer Auffassung kontaktmetamorphe Bildungen; zu dieser Gruppe rechnen wir auch — wenn auch mit Vorbehalt — die mittelschwedischen des Typus Persberg-Dannemora. Andere Vorkommen, wie Kiirunavaara, Gellivare u. s. w., sind unzweifelhaft eruptiver Natur, und zwar wurden sie nach unserer Auffassung durch magmatische Differentiation gebildet; die gebänderten oder gestreiften titanreichen Eisenerze in Gabbro-, Hornblendeschiefer u. s. w. im Grundgebirge sind ebenfalls unzweifelhaft magmatische Ausscheidungsprodukte. Schließlich können auch im Grundgebirge konkordante Eisenerzvorkommen durch die üblichen metasomatischen Vorgänge, ohne Verknüpfung mit Eruptivgesteinen gebildet sein.

Es sind somit eine lange Reihe von Lagerstätten, die früher häufig zu den Sedimenten gerechnet wurden, aus dieser Kategorie auszuschalten. Immerhin bleiben noch eine erhebliche Anzahl und unter ihnen viele

---

[1]) Les Mines du Japon. Offizieller Bericht für die Weltausstellung in Paris 1900, S. 327—332.

[2]) v. Drasche, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1876, XXVI, S. 42.

[3]) F. Rinne, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1900, LII, S. 343.

[4]) Ueber den Magneteisensand der Insel Ruden. Mitteil. d. Naturw. Verf. f. Neuvorp. und Rügen 1888, XX, 4, VII.

besonders bedeutende Eisenerzlagerstätten übrig, die als umgewandelte Sedimente zu deuten sind.

Ziemlich verbreitet ist im Grundgebirge und vielleicht noch mehr im kristallinen Altpaläozoikum der Eisenglimmerschiefer (Itabirit), der namentlich im nördlichen Norwegen (S. 545) und in Minas Geraes in Brasilien (S. 549) untersucht worden ist, den wir aber auch von vielen anderen Fundpunkten kennen. Erwähnenswert sind die Lokalitäten:

Soonwald zwischen Gebroth und Winterburg. — Borsa in der Marmaros, Bukowina. — Villefranche im Departement Aveyron in Frankreich. — Viele Stellen in Südkarolina. — Im Okandeland in Westafrika.

An der afrikanischen Goldküste, hier wie auch in Brasilien goldführend (siehe S. 549).

Mit diesen Vorkommen ist auch Kriwoj Rog in Rußland bis zu einem gewissen Grade zu vergleichen.

Von etwas anderer Natur sind die primären Erze in dem Lake-Gebiet (siehe S. 551), da hier Sideritkieselschiefer und Greenalitschiefer vorwalten.

Das Eisenerzmineral wird bei allen diesen Erzlagern überwiegend von Quarz begleitet, der bei den eisenarmen Varietäten in reichlicher Menge vertreten ist. In mehreren Gebieten — aber nicht im nördlichen Norwegen — geht der Eisenglimmerschiefer durch Zunahme der Quarzmenge in einen eisenschüssigen Quarzschiefer über. — Die Analysen der hier besprochenen Eisenerze zeigen, selbst bei hoher SiO_2-Menge, in der Regel nur ziemlich wenig Al_2O_3, CaO und MgO, während Alkalien so gut wie völlig fehlen. Die Begleitmineralien außer Quarz sind besonders Hornblende und Chlorit oder Talk, ferner Epidot und Granat, bisweilen auch Augit, während Feldspate nicht oder nur ausnahmsweise vertreten sind. — Titansäure fehlt bei allen diesen Erzen völlig oder ist nur in Spuren vorhanden. Die Phosphorsäuremenge ist bald sehr niedrig (Kriwoj Rog, Minas Geraes u. s. w.), bald etwas höher (Dunderland). Kies wird nur ganz untergeordnet beobachtet.

Der Mangangehalt ist in der Regel sehr gering; bisweilen führen jedoch einige Schichten oder Bänke der Erzlager etwas mehr Mangan (nördliches Norwegen, Minas Geraes); hier und da treten auch besondere Manganerzlager in inniger Verknüpfung mit den Eisenerzvorkommen auf (Minas Geraes).

Die hier besprochenen Eisenerzlager, mit den typischen Repräsentanten Dunderland, Minas Geraes, Kriwoj Rog und die primären Erze des Lake Superior, treten innerhalb von Schichtenserien mit unzweifelhaft klastischen Sedimenten auf. In mehreren Gebieten sind namentlich Quarzschiefer (umgewandelte Sandablagerungen), aber auch Glimmerschiefer, Phyllite u. s. w. stark vertreten, und an einigen Stellen, wie im nördlichen Norwegen und in Minas Geraes, treten die Erzlager in der nächsten Nähe von Kalksteinen auf.

Sie sind, wie wir unten besonders bei der Besprechung der nordnorwegischen Vorkommen näher erörtern werden, im allgemeinen als

chemische Sedimente aufzufassen. Bisweilen, wie bei den Siderit- und Greenalitkieselschiefern der Lakevorkommen, wurde das Eisen primär als Oxydulkarbonat ($FeCO_3$) bezw. Oxydulsilikat ($FeSiO_3$) ausgefällt; an den meisten Stellen darf man dagegen eine ursprüngliche Abscheidung als Oxyd oder Oxydhydrat, in ähnlicher Weise wie bei den üblichen Seeerzen annehmen. — Den jetzigen Habitus erhielten sie durch spätere Regionalmetamorphose.

Eine jüngere Stoffverschiebung spielt bei den Lakevorkommen, vielleicht auch gelegentlich sonst (Kriwoj Rog?), eine hervorragende Rolle. Entsprechende Vorgänge scheinen dagegen bei anderen Lagerstätten, wie beispielsweise bei den nordnorwegischen, nicht stattgefunden zu haben.

Einige unserer Erzlager, wie diejenigen von Marquette und Vermilion in dem Lake-Gebiet, treten in dem tiefen Grundgebirge auf; die meisten dürften dagegen an das Algonkium und Kambrium oder andere altpaläozoische kristalline Schiefer gebunden sein.

Die nordnorwegischen Vorkommen von Eisenglimmerschiefer und Magnetitquarzschiefer (Dunderland, Salangen u. s. w.).

Literatur.

J. H. L. Vogt, Salten und Ranen (1891); Dunderlandsdalens Eisenerzfeld (1894); Norwegischer Marmor (1897); Die Eisenerzvorkommen Norwegens (1910); alle in den Publikationen der norwegischen geol. Landesanst., bezw. Nr. 3, 15, 22 und 51 (in norwegischer Sprache, mit deutschem Resumé). — Derselbe, Die Erzvorkommen und der Bergbau des nördlichen Norwegens. Kristiania 1902. — Derselbe, Die regional-metamorphosierten Eisenerzlager im nördlichen Norwegen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, S. 24—28, 59—65. Siehe auch The Iron Ore Resources of the World. Stockholm 1910, Abschnitt über Norwegen. — In diesen Arbeiten ist die ältere geologische Literatur von O. Gumälius und O. A. Corneliussen (1875, 1877, 1878) und A. W. Stelzner (1891) über Näverhaugen und eine Reihe zum Teil geschäftliche Broschüren zitiert; auch wird auf einige der in Bd. I, S. 266 u. 375 angeführten Abhandlungen hingewiesen.

Die nordnorwegische, stark regionalmetamorphosierte Bergkettenformation, die bereits im Bd. I, S. 301 kurz besprochen wurde, gliedert sich nach Vogt in die folgenden drei Hauptabteilungen:

Zu oberst die Sulitjelmaschiefer,
eine junge Gneisabteilung,
zu unterst die Glimmerschiefer-Marmor-Abteilung, mit den Erzlagern im mittleren und oberen Teile.

Diese letztere Gruppe ist nicht archäisch, sondern wahrscheinlich kambrisch.

Die Glimmerschiefer-Marmor-Abteilung wird besonders durch Glimmerschiefer, namentlich braune — sie sind gelegentlich Staurolith- und Disthen-führend — Granatglimmerschiefer, und durch häufig sehr mächtige Karbonatlager (teils Kalkspat- und teils Dolomitmarmor) gekennzeichnet; untergeordnet finden sich einige Konglomerate, Quarzite, Phyllite u. s. w. Diese Abteilung führt teilweise sehr mächtige Einlagerungen von Eisenglanz-, bezw. Magnetit-Quarz-Schiefer an zahlreichen Stellen zwischen Vefsen ($65^1/_2{}^0$ n. Br.) im Süden und Tromsö ($69^1/_2{}^0$ n. Br.) im Norden; die

beiden am weitesten voneinander liegenden Vorkommen sind in der Luftlinie 520 km entfernt. Am besten bekannt sind die Lagerstätten im Dunderlandstal in Ranen (siehe die Uebersichtskarte Bd. I, Fig. 188); wir führen weiter die Vorkommen von Näverhaugen in Salten, Bogen und viele andere in Ofoten, Salangen, Sörreisen, Tromsösundet u. s. w. an.

Die Erzlager treten in den Schiefern, jedoch in der nächsten Nähe von häufig mehrere hundert Meter mächtigen Kalklagern auf; zwischen dem Erz und dem Kalkstein — ausnahmsweise Dolomit — liegt Schiefer von meist 1—20 m Mächtigkeit (Fig. 137, 138). Die Lagerstätten erreichen gelegentlich, wie an einigen Stellen im Dunderlandstal, eine Länge von

Eisenglimmerschiefer (schwarz) in Wechsellagerung mit Glimmerschiefer und Kalkstein.
Fig. 137. Profil am Dunderland. (Nach Vogt.)

ein oder einigen Kilometern und eine Mächtigkeit von 50 m oder darüber; meist handelt es sich jedoch um geringere Stärken von 30, 20, 10, 5 m und noch weniger. Häufiger findet man Wechsellagerung des Erzes mit erzfreiem Glimmerschiefer, so daß innerhalb einer Schieferreihe von hundert oder einigen hundert Metern über die Hälfte des Profils aus Erz bestehen kann. Im Streichen lassen sich die Erzlager oftmals auf eine Länge von mehreren Kilometern verfolgen, keilen aber schließlich all-

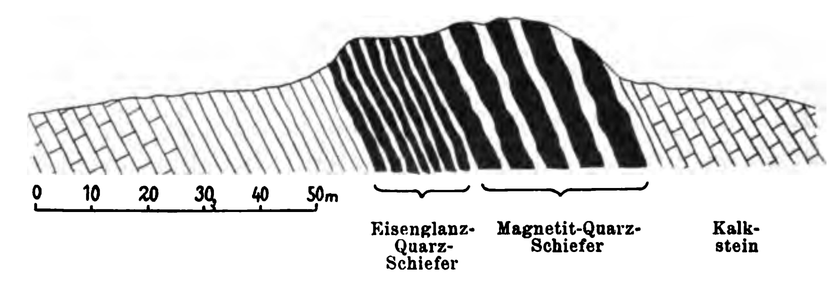


Fig. 138. Profil von Urtvand im Dunderlandstal. (Nach Vogt).

mählich aus. — Das Erz ist häufig stark gefaltet und gefältelt. In mehreren Gebieten werden die Erzvorkommen von Granitgängen durchsetzt.

Die Erzlager bestehen aus Erzmineral — teils Eisenglanz, teils Magnetit — und Quarz in feinen Lagen und in innigem Gemenge; untergeordnet kommen etwas Hornblende und Epidot, bisweilen auch Granat, Pyroxen u. s. w. vor. Innerhalb jedes Erzlagers trifft man häufig eine Reihe verschiedener miteinander wechselnder Erzbänke mit meist 20 bis 50 Proz. Eisen. Im Durchschnitt enthalten die Erzlager 30 bis 36, seltener bis 40 Proz. Eisen oder etwas darüber. Die Verwachsung mit Quarz ist so innig, daß das Erz sich nicht durch Handaufbereitung zu einem

reichen Produkt scheiden läßt. Die Lager sind häufig als typischer Eisenglimmerschiefer, ohne oder nur mit wenig Magnetit, entwickelt; an vielen Stellen trifft man jedoch auch reinen Magnetit ohne Eisenglanz an. Die übliche Zusammensetzung ist 40—52 Proz. Fe_2O_3 und Fe_3O_4, 36 bis 45 Proz. SiO_2, 0,5—1,5 Proz. Al_2O_3, 1,5—5 Proz. CaO und 0,5—1 Proz. MgO.

Der Phosphorgehalt beträgt im Durchschnitt 0,20 bis 0,25 Proz., und zwar kommt er als Apatit vorzugsweise in den nur ein oder einige Millimeter dicken Quarzstreifen und weniger in den Erzlagen vor. Titansäure fehlt, und der Schwefelgehalt ist sehr gering, meist nur 0,01 bis 0,025 Proz. — Der Mangangehalt ist gewöhnlich niedrig — nur 0,2 bis 0,5 Proz.; höher ist er, wenn eine innige Wechsellagerung von manganarmen und manganreichen Schichten vorliegt (siehe S. 544).

Der Eisenglimmerschiefer, bezw. Magnetit-Quarzschiefer muß bei diesen Lagerstätten als ein Glied des ganzen Schieferkomplexes angesehen werden.

Aus der Konkordanz der Erzlager, ihrer Zugehörigkeit zu derselben geologischen Abteilung in ausgedehnten Gebieten, ihrer Unabhängigkeit von Eruptivgesteinen, der Wechsellagerung mit Schiefer, der schichtigen Struktur verschiedener Erzbänke und aus der chemischen Analogie mit rezenten Eisenerzsedimenten ergibt sich nach Vogt eine sedimentäre Entstehung der Erzvorkommen.

Der Horizontalquerschnitt der steilerstehenden Erzlager, bezw. der Querschnitt in der Streichrichtung senkrecht zum Fallen bei den flachliegenden Lagern beträgt nach Vogt bei Dunderlandstal ca. 1 Mill. Quadratmeter und bei allen anderen Vorkommen in Summe schätzungsweise dieselbe Fläche, also im ganzen etwa 2 Mill. Quadratmeter. Dies entspricht, wenn man sich alle Lager zusammengelegt denkt, einem Lager von 100 km Länge und 20 m Mächtigkeit. — Ausschließlich durch Tagebau lassen sich bei diesen Vorkommen schätzungsweise etwa 250 Mill. t abbauen, die jedoch im Durchschnitt meist nur 30—36 Proz. Eisen enthalten. — Um das quarzige und arme Erz zu verwerten, hat man bisher an drei Stellen — Dunderlandstal, Bogen und Salangen — magnetische Aufbereitungswerke gebaut. An den beiden letztgenannten Lokalitäten, mit hauptsächlich oder überwiegend Magnetit, wurden im Jahre 1912 etwa 50 000 t Eisenerzschlieg, bezw. Briketts mit ca. 65 Proz. Eisen und ca. 0,03 Proz. Phosphor produziert. Im Dunderlandstale, wo das Erz an den meisten Stellen aus Eisenglanz, nur an einigen aus Magnetit besteht, hat man mit großen technischen Schwierigkeiten zu kämpfen.

Kriwoj Rog in Südrußland.

Literatur.

K. Bogdanowitsch, The Iron-Ore Deposits of the World. Stockholm 1910, I, S. 501—511; mit Zitat der wichtigsten früheren Arbeiten. Unter diesen nennen wir: S. Kontkiewicz, Verhandl. d. russ. Min. Gesellsch. 1882, 17. — P. Piatnitzky, eine Reihe Abhandlungen, Trav. de la Soc. des Natural. à l'Univ. de Kharkow. — T. Trasenter, Revue universelle des mines etc. 1896, 34 (Ref. von P. Krusch, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 182—186). — Tsch. Monkowsky, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897, S. 374—378. — A. Macco, Ebenda 1898, S. 139—149.

Kriwoj Rog liegt an der Grenze der beiden Gouvernements Jekaterinoslaw und Cherson, südwestlich der Stadt Jekaterinoslaw, in dem Inguletztal, welches bei Cherson in den Dniepr mündet.

Unter dem Namen „Becken von Kriwoj Rog" versteht man eine ca. 60 km lange und an der breitesten Stelle nur 6—7 km breite, annähernd nord-südlich streichende Zone von metamorphischen Gesteinen, die in archäischem Granit oder Granitgneis eingefaltet sind. Sie sind deutlich geschichtet, werden von verschiedenen Forschern zum Huron oder Algonkium oder Kambrium gerechnet, und stellen drei petrographische Gruppen dar, die durch Quarzite, tonig-schiefrige Gesteine und Eisenquarzite gekennzeichnet werden. Die Tektonik der ganzen Schieferzone ist sehr verwickelt und noch nicht völlig geklärt. Einige Forscher nehmen mehrere (3) nach Osten überkippte und zusammengeschobene Mulden an; andere dagegen eine einzelne Isoklinalfalte, jedoch mit vielen Spezialfalten und anderen Störungen. Die Schichten fallen meist unter 35—55° gegen Westen ein. — In dem erzführenden Schichtenkomplex mit seinen Eisen-Quarzit-Schiefern und Erzlagern gehen die Quarzite nicht selten durch Aufnahme von Kaolin, Talk und Chlorit in Talk- und Choritschiefer, stellenweise sogar in Aktinolith- und Grünerit-Schiefer über. Im Hangenden der Erzformation tritt bisweilen eine Gesteinsserie von vorherrschend tonig-schiefrigem Habitus, zuweilen mit Kohlenschiefern auf.

Die eisenschüssigen Quarzite bilden häufig viele Kilometer lange, oft sehr mächtige Lager. Sie umschließen die linsenförmigen Erzkörper, welche meist nur eine ganz geringe Beimischung von Quarz haben und vielfach bedeutende Dimensionen annehmen. Abbauwürdige Mächtigkeiten von 25—50 m und darüber sind nicht selten. Nach der Tiefe nehmen diese eisenreichen Linsen in Bezug auf Mächtigkeit ab und keilen häufiger schnell aus. Als „Erz" berechnet man hier nur Partien mit mindestens etwa 50 Proz. Eisen; die ärmeren mit 45, 40, 35 Proz. und noch weniger werden von den Bergleuten an Ort und Stelle als „Quarzit" bezeichnet.

Das Erz ist hauptsächlich Roteisen oder Eisenglanz, der größtenteils pseudomorph aus Magnetit hervorgegangen ist (sogenannter Martit). In Maccos Abhandlung wird angegeben, daß noch etwa 8 Proz. des Eisengehaltes als Magnetit vorliegt. — Als Lagerart führen die Eisenquarzite einschließlich der reicheren Erzlinsen fast nur Quarz. Mit steigender Eisenmenge nimmt der SiO_2-Gehalt ab; Erz mit 62,5 Proz. Eisen führt rund 7,5 Proz. SiO_2 und Erz mit 69 Proz. Eisen 0,7—0,9 Proz. SiO_2, dabei sehr wenig Al_2O_3, CaO und MgO. Der Mangangehalt ist winzig, der Schwefelgehalt fast Null, und der Phosphorgehalt beträgt meist nur 0,013—0,020 Proz.

Kontkiewicz, Monkowski und mehrere andere Forscher betrachten die Erze als metamorphosierte Sedimente (Eisenocker mit mehr oder minder Sand u. s. w.). — Anderseits ist der Zusammenhang der Erzlager mit Hornblendegesteinen und Grünerit seit langem bekannt. Piendel (Mém. de la Soc. de Natural. de la Nouvelle-Russie, 8, 1, 1882) erklärte die Entstehung der Eisenoxyde, welche die Vererzung bewirkten,

durch Zersetzung der eisenhaltigen Hornblende bei ihrer Chloritisierung oder Epidotisierung. Grünerit scheint die Erzlager in den verschiedensten Teilen des Beckens zu begleiten; wie bekannt, muß die Bildung des Grünerits selbst einer Tiefenmetamorphose von Karbonaten zugeschrieben werden; die rückgängige Zersetzung des Grünerits in Eisenoxyde und Kieselsäure stellt einen mit Oberflächenerscheinungen zusammenhängenden Prozeß dar. Im Erz von Kriwoj Rog beobachtet man oft Gesteinspartien mit feiner, vielfach gebogener Fältelung von Quarzit- und Hämatitbändern, welche den Jaspelitstufen aus dem Marquette-Distrikt vollkommen analog sind. — Sehr wahrscheinlich ist, daß die Entstehung der Lagerstätten von Kriwoj Rog einen ebenso verwickelten Prozesse primärer sedimentärer Bildung mit nachfolgender Umwandlung der Eisenoxyde darstellt, wie er bei den Lagerstätten am Oberen See nachweisbar ist (Bogdanowitsch, S. 504).

Die Eisenerze von Kriwoj Rog waren schon den alten Griechen bekannt, und es ist sehr wahrscheinlich, daß das berühmte skythische Eisen aus dieser Gegend stammte. Der Bergbau begann in größerem Maßstabe erst 1881, und hat sich später sehr schnell entwickelt. Die Erzproduktion von Kriwoj Rog betrug 1900 2,8 Mill. t und 1906 in ganz Südrußland 3,65 Mill. t. — Die billig, meist durch Tagebau zu gewinnenden Erze mit ihrem hohen Eisen- und geringen Phosphorgehalt gaben in Verbindung mit den Kohlen des Donetz-Beckens die Veranlassung zu der bedeutenden Eisenindustrie Südrußlands. Eine geringe Erzmenge wird nach Russisch-Polen und Oberschlesien versandt. — Der gesamte Erzvorrat von Kriwoj Rog wird von Bogdanowitsch (1910) auf 86 Mill. t Erz mit 62 Proz. Eisen = 53,2 Mill. t Eiseninhalt berechnet; diese Ziffer soll sehr vorsichtig aufgestellt sein.

Der brasilianische Eisenglimmerschiefer (Itabirit).

Literatur.

W. v. Eschwege, Geognostisches Gemälde von Brasilien, 1822, nebst anderen Arbeiten über Brasilien vom Anfange des 19. Jahrhunderts. — H. K. Scott, The Iron Ores of Brazil: Iron and Steel Inst. 1902. — E. Hussak, Zentralbl. f. Min. Geol. 1905 u. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 237—239. — O. A. Derby, The Iron Ore Resources of the World. Stockholm 1910, II. — Hier sind die wichtigsten früheren Untersuchungen referiert, es wird dabei auf die Literatur der brasilianischen Manganerzlagerstätten hingewiesen.

Das wichtigste — oder jedenfalls das bisher bestbekannte — unter den brasilianischen Gebieten von Eisenglimmerschiefer (Itabirit) liegt im zentralen Teile von Minas Geraes, nördlich von Rio Janeiro. Eine 493 km lange Eisenbahn verbindet die Hauptstadt mit dem eisenerzführenden Gebiet. Die Vorkommen treten zerstreut in nördlicher und nordöstlicher Richtung in einem Distrikt von etwa 150 km Länge und annähernd 100 km Breite auf (Fig. 29).

Die Eisenerzlager gehören der sehr mächtigen, stark gefalteten und regionalmetamorphosierten, wahrscheinlich kambrischen Itakolumit-Itabirit-Formation an, die hauptsächlich aus Quarziten und kristallinem Sand-

stein (Itakolumit), mit umgewandelten Tonschiefern und Kalken besteht. Sie überlagert archäischen Gneis, Glimmerschiefer u. s. w. mit Granit.

Die Erzlager treten konkordant den das Nebengestein bildenden Quarziten und Schiefern auf, und zwar in der Regel — ähnlich wie im nördlichen Norwegen — in unmittelbarer Nähe von Kalken.

Mit dem Namen Itabirit bezeichnete Eschwege (1822) das massige und reine Erz von der Spitze von Itabiro do Campo; später hat man den Namen in der Regel nicht für das mehr oder weniger quarzfreie Erz, sondern für den gewöhnlichen, mehr Quarz enthaltenden Eisenglimmerschiefer benutzt.

In Minas Geraes trifft man alle möglichen Uebergänge von Quarzit mit nur einigen spärlichen Eisenglanzschuppen durch Eisenglimmerschiefer mit mittleren Mengen von Eisenglanz und Quarz bis zu Schichten fast reinen Eisenglanzes an. Die Lager mit bis 99,5 Proz. Eisenglanz erreichen oft sehr bedeutende Mächtigkeit. — Aus denselben Gründen die oben (S. 547) bei den nordnorwegischen Vorkommen besprochen wurden, schließt man auch bei den brasilianischen Lagern auf eine sedimentäre Entstehung.

Wegen der geringen Festigkeit des Erzes und des heißen und regenreichen Klimas (mit jährlicher Regenhöhe 1500—2000 mm) sind die brasilianischen Erzlager stark denudiert, hierbei hat eine rezente natürliche Aufbereitung des Erzes stattgefunden. Derby unterscheidet:

1. Erzlager in situ, lokal mit mächtigen Partien von reichem und hartem Erz, Erhebungen bildend.

2. Lose liegendes Erz („Rubble-Ore“) an dem denudierten Ausgehenden der Erzlager.

3. Sandiges Erz in den Tälern unterhalb der Erzlager.

4. Hierzu kommt noch die über große Flächen verbreitete „canga“, welche aus Erzdetritus mit Limonitbindemittel besteht und ein Eisensteinkonglomerat bildet.

Wie schon oben (S. 112) besprochen wurde, ist der Itabirit gelegentlich goldhaltig, und zwar findet man hier gewisse goldreiche Jacutingalinien, die namentlich früher eifrig ausgebeutet wurden.

Derby (1910) gibt in seiner Karte über das Minas-Geraes-Gebiet nicht weniger als 52 derartige größere Erzvorkommen in situ an. Bei neun der bedeutendsten berechnet er einen Erzvorrat — und zwar nur am Ausgehenden, ohne Berücksichtigung der angenommenen Fortsetzung nach der Tiefe — von fast 1000 (988) Mill. t Erz. Die anderen Lagerstätten dürften ungefähr dieselbe Menge enthalten. Nur am Ausgehenden sind also zusammen etwa 2000 Mill. t Erz (!) vorhanden; diese Schätzung umfaßt nur reicheres Material mit 67—99,5 Proz. Eisenoxyd (= 47—69,5 Proz. Eisen); der Rest ist Quarz. Das Erz enthält sehr wenig Phosphor und Schwefel, und ist frei von Titan; der gewöhnliche Itabirit ist sehr arm an Mangan. In Verbindung mit dem Itabirit treten aber bisweilen (Fig. 154) besondere Lager teils von manganreichem Eisenerz und teils von reinem Manganerz auf. Eisenerz und Manganerz bilden demnach in geologischer Beziehung ein Ganzes. Wir kommen hierauf unten bei der Besprechung der Manganerzlager zurück.

Der Erzvorrat der Canga wird von Derby auf etwa 1700 Mill. t, mit ungefähr 50 Proz. Eisen, geschätzt.

Die Eisenerzvorkommen in Minas Geraes sind, soweit bisher bekannt, die bedeutendsten der ganzen Erde.

Aehnliche Erzlager finden sich noch in anderen Gebieten Brasiliens, wo sie nach Angabe zum Teil riesenhafte Dimensionen erreichen. Trotz der großen Vorräte ist es wegen der Transportschwierigkeiten bisher unmöglich gewesen, die Vorkommen im großen abzubauen; nur wenig Erz wird für die einheimischen Eisenhütten gebrochen. Man kennt deshalb die Lagerstätten, die in der Zukunft aller Wahrscheinlichkeit nach eine hervorragende wirtschaftliche Bedeutung erreichen dürften, bisher nur recht wenig.

Das Lake-Superior-Eisenerzgebiet in Michigan, Minnesota und Wisconsin.

Literatur.

Diese Vorkommen haben so zahlreiche Arbeiten veranlaßt, daß wir uns mit einer kurzen Uebersicht begnügen müssen. Früher galt als wichtigste Abhandlung: The Marquette Iron-Bearing-District of Michigan, mit Atlas von C. R. Van Hise und W. S. Bayley, nebst einem Abschnitt von H. L. Smyth, U. S. Geol. Surv. Monogr. XXVIII, 1897. In letzter Zeit erschien: C. R. Van Hise and C. K. Leith, The Geology of the Lake Superior Region, U. S. Geol. Surv. Monogr. LII, 1911. — In beiden Abhandlungen sind die vielen früheren Studien, namentlich über Marquette (das älteste Grubenfeld), zitiert und besprochen, und zwar von J. W. Forster and J. D. Whitney (1850, 1851 und später), J. P. Kimdall (1865), H. Credner (1869), A. Winchell (1871 und später), T. B. Brooks (1873 und später), C. Rominger (1873 und später), J. S. Newberry (1874), R. Pumpelly (1875), T. Sterry Hunt (1878 und später), R. D. Irving (1879 und später), M. E. Wadsworth (1880 und später), N. V. Winchell (1888 und später), G. H. Williams (1888 und später), C. R. Van Hise (1891 und später), N. H. Winchell (1893 und später), H. L. Smyth (1894) und vielen anderen. Besonders eingehende Monographien rühren her von J. M. Clements, Smyth, Bayley and Van Hise über Crystal Falls (1899), von Bayley über Menominee (1904), von C. K. Leith über Mesabi (1903) und von Clements über Vermilion (1903) in U. S. Geol. Surv. Monogr. bezw. Nr. XXXVI, XLII, XLIII und XLV. — Jüngere Arbeiten sind von Van Hise, in U. S. Geol. Surv. 21. Ann. Rep., 1901, III, S. 305—434, in seinem Hauptwerk: A Treatise on Metamorphism, U. S. Geol. Surv., Monogr. XLVII, 1904, besonders S. 824—853 und 1193—1198; Van Hise and Leith, Pre-Cambrian Geology of North America, U. S. Geol. Surv. Bull., 360; von Leith, Trans. Am. Inst. Min. Eng., XXXV, 1904; Econ. Geol. II, 1907, Can. Min. Inst. XI, 1908. — Literaturzusammenstellungen finden sich in J. F. Kemp, Ore-Deposits, 1906, und H. Ries, Economic Geology of U. S., 1910. — Ueber Analysen siehe namentlich J. Birkenbine, in den verschiedenen Jahrgängen von The Mineral Resources of U. S.; hier ist auch eine ausführliche Statistik der älteren Zeit, besonders in dem ersten Jahrgang für 1891 (1893) vorhanden. — Uebersicht in deutscher Sprache bei Ch. L. Henning, Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika. Stuttgart 1911, Ferd. Enke.

Die Lake Superior-Eisenerzvorkommen, welche gegenwärtig nicht weniger als ein Drittel der Eisenerzproduktion der ganzen Erde liefern, treten sowohl auf der Südseite als auch auf der Nordseite des Lake Superior auf (siehe die Karte Fig. 105, S. 424 oben bei den Lake Superior-Cu-Vorkommen).

Von den fünf wichtigsten Distrikten oder „ranges“ liegen Mesabi und Vermilion in Minnesota, dagegen Marquette, Menominee und Gogebic in Michigan; hierzu kommen mehrere kleinere Gebiete, wie Penokee in der Nähe von Gogebic und Baraboo, beide in Wisconsin, ferner Crystal Falls in Michigan und Cuyuna in Minnesota und schließlich Michipicoten in

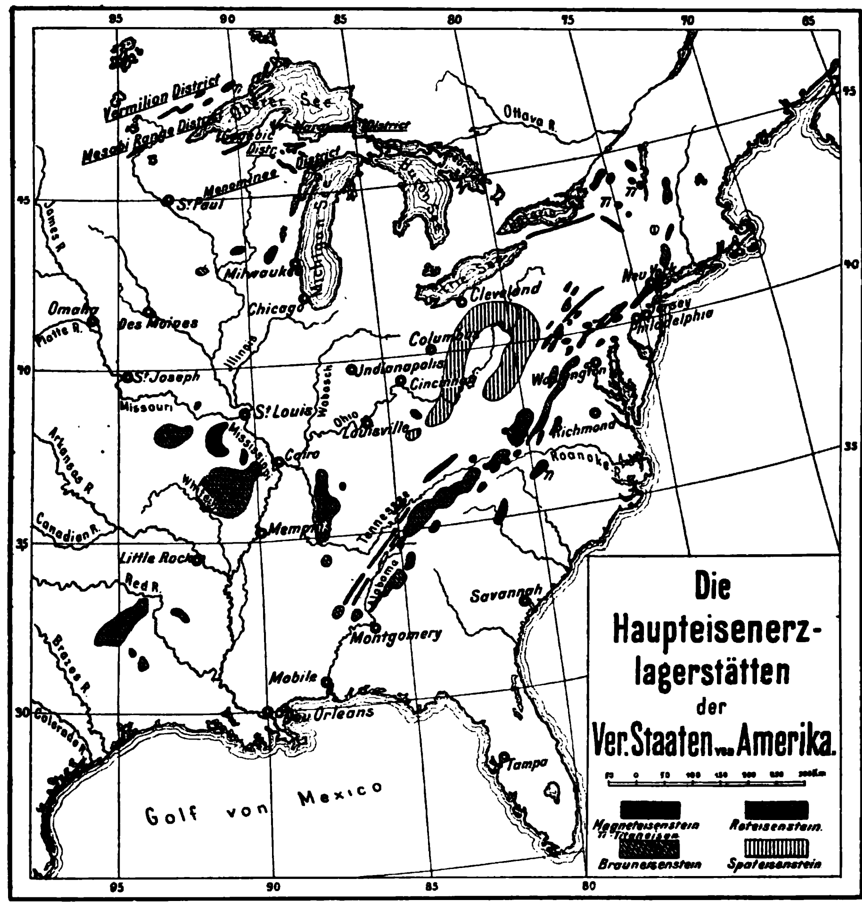


Fig. 139.

Ontario, Canada. — Der Abstand in gerader Linie zwischen den am weitesten voneinander entfernten Vorkommen beträgt rund 450 km.

Die durch ein Komitee von kanadischen und nordamerikanischen Geologen im Jahre 1905 durchgeführte Einteilung der in Frage kommenden Formationen und die Verteilung der Erzvorkommen auf die verschiedenen Horizonte ergibt sich aus der folgenden Uebersicht:

Kambrium	(Potsdam-Sandstein; ohne Eisenerz).	
Algonkisch	Keeweenawan (S. 419).	
	Oberes Huron	Mesabi, Penokee, Vermilion, Marquette, Crystal
	Mittleres Huron	Falls, Menominee, Cuyana.
	Unteres Huron.	
Archäisch	Laurentian:	Marquette, Vermilion.
	Keewatin:	Vermilion.

Die Eisenerze gehören somit verschiedenen geologischen Horizonten an. Diese „Iron-formations", die hauptsächlich aus gewöhnlichen klastischen Sedimenten, besonders Quarzit und Schiefer bestehen, und eine bedeutende Mächtigkeit erreichen, haben in den verschiedenen Gebieten verschiedene Namen. So heißt die archäische, eisenerzführende Schicht des Vermiliondistrikts Soudanformation und der eisenerzführende Komplex im mittleren Huron des Marquettedistriktes Neganeeformation. Die obere Huronian-Eisenerzserie des Penokee-Gogebic-Distriktes bezeichnet man entweder als „Iron-bearing member" oder als Ironwoodformation. Im Menomineedistrikt heißt der Eisenerzhorizont Vulcan-



Fig. 140. Dünnschliff von Spateisenstein, Penokee-Distrikt i. M. 40 : 1. (Nach Van Hise.)

formation und im Crystal-Falls-Distrikt Grovelandformation; das Eisenerzlager führende Obere Huron des Mesabidistriktes wird Biwabikformation genannt.

Nach jüngeren amerikanischen Forschern gibt es hier primäre, wenig eisenreiche Sedimente, die stark gefaltet und gekräuselt sind und lokal tiefgreifende chemische Umlagerungen erlitten haben, derart, daß riesenhafte Anreicherungen von eisenreichen Erzen entstanden.

Unter den primären Erzen ist ein häufig noch erhaltener, hier und da etwas kiesiger Sideritkieselschiefer (Fig. 140) besonders bemerkenswert; er zeigt Spateisen in feiner Wechsellagerung mit schieferigem Quarz u. s. w., und enthält meist nur 40—60 Proz. Eisenspat (entsprechend 20—30 Proz. Eiseninhalt), der Rest ist hauptsächlich Kieselsäure; am Ausgehenden ist der Siderit größtenteils zu Brauneisen oxydiert. Sehr stark verbreitet ist außerdem der ebenfalls ziemlich eisenarme Greenalitschiefer (Fig. 141), charakterisiert durch den sogenannten Greenalit, ein amorphes oder kolloidales Eisensilikat, von der

Zusammensetzung (Fe, Mg) $SiO_3 . nH_2O$ (mit wenig Mg), in sehr kleinen kugeligen Körnern.

Diese eisenführenden Schiefer, die bisweilen eine Mächtigkeit von bis 1000 Fuß erreichen, sind an mehreren Stellen in der Nähe jüngerer Gabbrointrusionen zu Magnetit-Amphibolit-Schiefer im wesentlichen durch Kontaktmetamorphose umgewandelt worden.

Viel wichtiger ist jedoch die hydrochemische Umsetzung der eisenführenden Schichten, mit im Durchschnitt nur ca. 25 Proz. Eisen, zu eisenreichen Erzkörpern von häufig riesenhaften Dimensionen einerseits

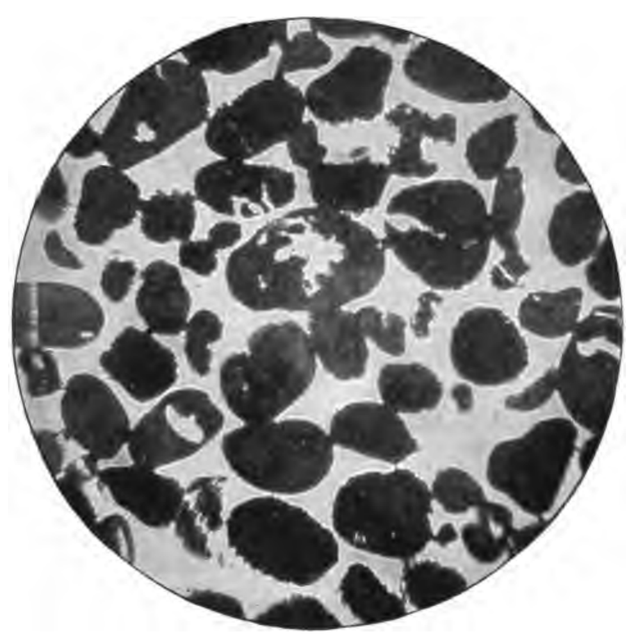


Fig. 141. Dünnschliff von Greenalit (schwarze Kügelchen), in feinkörnigem Quarz (licht). Mesabi-Distrikt i. M. 40 : 1. (Nach Leith.)

und zu eisenhaltigen Schiefern, Hornsteinen und Jaspiliten ohne wirtschaftlichen Wert anderseits.

Die reichen Erzkörper liegen an mehr oder weniger undurchlässigen („impermeablen") Gesteinsschichten. Es sind dies teils Schiefer und teils sehr stark, häufig zu sogenanntem „Soapstone" (Seifenstein, Speckstein) umgewandelte Eruptivgesteine, namentlich Diabase. In der Regel bildet das undurchlässige Gestein das Liegende des Erzvorkommens; es ist häufig muldenförmig gestaltet. Die Lagerstätten haben dann die Form von großen Trögen (auf englisch: troughs), deren Achse oft stark geneigt ist (pitching troughs). Typische Beispiele liefern die teils von Van Hise und teils von Leith entnommenen Profile (Fig. 142 u. 143).

Der großen Monographie von Van Hise und Mitarbeitern über Marquette (1897) entnehmen wir außerdem eine schematische Darstellung des Auftretens der reichen Erze (Fig. 144): 1. in V-förmigen Mulden („trough") zwischen Schiefer und einem Gang von „Soapstone"; 2. entlang zersetzten

Eruptivgängen im Jaspis; 3. im Jaspis, unmittelbar unter darüberliegendem Quarzit; 4. an der Grenze von Jaspis und darunterliegendem, eine Mulde bildenden „Soapstone".

Van Hise und Leith betonen, daß die Spateisen- und Greenalitschiefer, welche häufig eine Mächtigkeit von 100—300 m erreichen, mit scharfen Grenzen entweder auf Quarzit, Konglomerat und umgewandelten

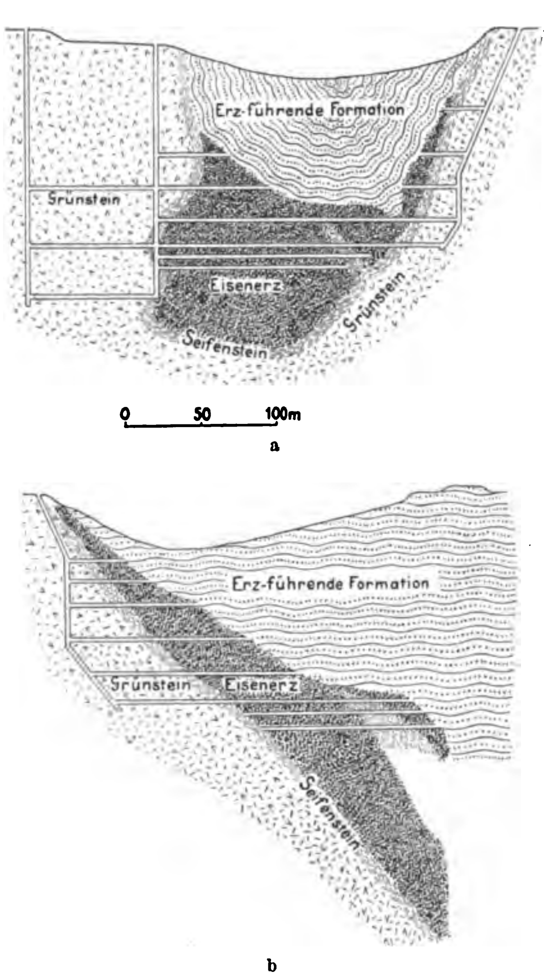


Fig. 142. Querschnitt (a) nordsüdlich und Längsschnitt (b) ostwestlich der Chandler-Mine. Der Erzkörper bildet eine Mulde mit geneigter Achse, an der Grenze zwischen der „Ore-bearing Formation" und dem „Soapstone", der in „Greenstone" (Grünstein) übergeht. (Nach Van Hise.)

Tonschiefern oder auf basischen Eruptivdecken liegen. Im Profil der eisenhaltigen Schiefer gibt es keine tonigen Sedimente. Aus diesen und anderen Gründen geht hervor, daß es sich hier nicht um mechanische, sondern um chemische Sedimente handelt. Die Ablagerung fand in ziemlich seichtem Wasser, vielleicht in großen Lagunen, statt. Wegen des Reichtums an $FeCO_3$ bezw. $FeSiO_3$ — also Eisen ursprünglich haupt-

sächlich als Oxydul und nicht als Oxyd — können die eisenhaltigen Schiefer aber nicht mit Seeerzen verglichen werden.

Die Spateisen- und Greenalitschiefer finden sich durchgängig im Hangenden besonders ausgedehnter und mächtiger Decken von haupt-

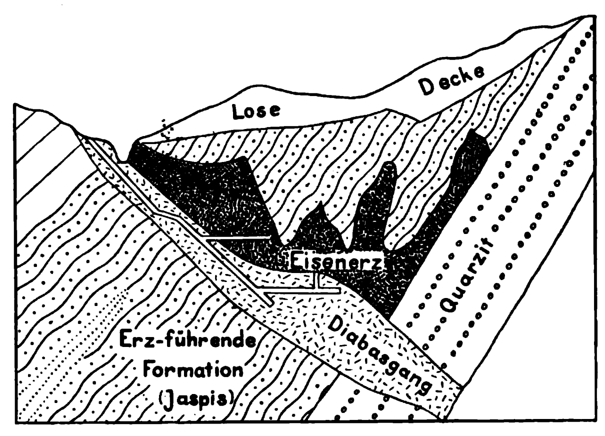


Fig. 143. Querprofil durch die Colby Mine in dem Penokee-Gogebic-Gebiet. Der Erzkörper liegt in einer Mulde mit einem zersetzten Gesteinsgang und Quarzit im Liegenden. (Nach Van Hise und Leith.)

sächlich basischen Eruptiven (Basalten), die als submarine Ergüsse aufgefaßt werden müssen. Der Eisengehalt der Spateisen- und Greenalitschiefer dürfte im wesentlichen von diesen submarinen Decken herrühren. Außer Eisen — mit wenig Mangan — und Kieselsäure wurde dem Wasser aus den basischen Eruptionen auch etwas Alkali zugeführt.

Die Greenalitbildung erklärt sich in folgender Weise:

$$FeCl_2 + Na_2SiO_3 . nH_2O = FeSiO_3 . nH_2O \text{ (Greenalit)} + 2\,NaCl$$
$$FeSO_4 + Na_2O . 3\,SiO_2 . nH_2O = FeO . 3\,SiO_2 . nH_2O + Na_2SO_4.$$

Der durch den letzterwähnten Vorgang erhaltene Niederschlag besteht in der Tat aus $FeSiO_3 . nH_2O$ (Greenalit) und freier Kieselsäure.

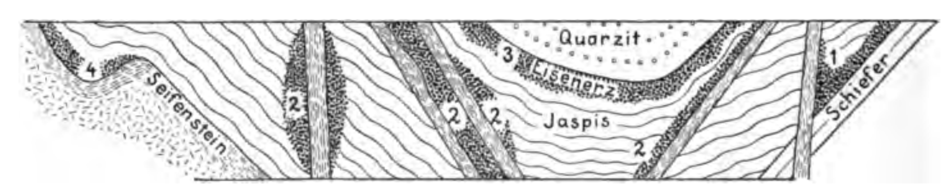


Fig. 144. Schematisches Bild der verschiedenen Arten des Auftretens der Erzkörper in dem Lake-Gebiet. (Nach Van Hise.)

Der Spateisenschiefer, welcher im wesentlichen $FeCO_3$ und SiO_2 enthält, kann teils direkt ausgefällt worden sein, teils kann er sich indirekt aus Greenalit gebildet haben nach der Formel: $FeSiO_3 + CO_2 = FeCO_3 + SiO_2$.

Die reineren Erzkörper repräsentieren in Ausnahmefällen primäre, relativ reiche Erzablagerungen, bei denen die sekundäre Anreicherung nur eine untergeordnete Rolle spielt. In der Regel handelt

es sich dagegen um tief eingreifende sekundäre Vorgänge, bei denen 1. die Kieselsäure der ursprünglichen eisenführenden Schiefer ausgelaugt wurde oder 2. neben dieser Auslaugung eine Eisenzuführung stattfand.

Diese Vorgänge beruhen auf der Einwirkung der in die Tiefe sickernden meteorischen Wässer, die Sauerstoff, Kohlensäure u. s. w., aber auch Alkalisalze — wahrscheinlich von den basischen Eruptivdecken herstammend — enthielten. Diese wäßrigen Lösungen zirkulierten auf den undurchdringlichen Gesteinsschichten; hieraus läßt sich das schon oben besprochene Auftreten der reichen Erzkörper erklären. — Die Lösungen dürften Alkalikarbonate enthalten haben, welche Kieselsäure ziemlich leicht in lösliches Alkalisilikat überführen. So erklärt sich nach Van Hise und Leith die massenhafte Fortführung oder Auslaugung von Kieselsäure in den ursprünglichen Erzablagerungen. Von denselben Lösungen wurde häufig auch das — ursprünglich als Oxydul ($FeCO_3$, $FeSiO_3$) vorhandene — Eisen aufgenommen, um später an anderer Stelle durch Oxydation von sauerstoffhaltigen Wässern als Oxyd ausgefällt zu werden.

Diese sekundären Vorgänge gingen ziemlich nahe der Oberfläche vor sich; aus diesem Grunde setzen die reichen Erzkörper im allgemeinen nicht bis zu bedeutender Tiefe nieder.

Die umfassende Stoffwanderung fand größtenteils schon in präkambrischer Zeit statt. Später wurde das Gebiet zum Teil durch paläozoische Ablagerungen bedeckt, die in jüngeren Perioden wieder zerstört wurden; es folgte dann eine kretazeische Ablagerung, die ebenfalls der Denudation zum Opfer fiel, und schließlich die pleistozäne Gletschererosion. Auch in denjenigen späteren geologischen Perioden, in denen die Erzschichten nach der Zerstörung der hangenden Sedimente in unmittelbarer Nähe der Oberfläche lagen, fanden fortgesetzte Stoffwanderungen unter Bildung von eisenreichen Erzkörpern, allerdings nur in beschränktem Maßstabe statt.

Das sind kurz die von Van Hise nebst Leith, Bayley und anderen Mitarbeitern des Surveys auf Grund eines sehr ausgedehnten Beobachtungsmaterials gewonnenen genetischen Schlußfolgerungen, die jetzt allgemein anerkannt werden. Früher haben andere Forscher (wie Foster und Whitney 1851 und Wadsworth 1880) eine eruptive Bildung angenommen, oder wie Credner (1869) und Brooks (1873) eine exklusiv sedimentäre Entstehung behauptet. Die eingreifende sekundäre Stoffverschiebung innerhalb der ursprünglichen Ablagerungen kann aber nicht geleugnet werden.

Das Erz der abbauwürdigen Lagerstätten des Lake-Superior-Gebietes ist bald hart, bald ziemlich weich. Besonders verbreitet ist Roteisen, mit einer meist ziemlich geringen Beimischung von Limonit; bisweilen, so besonders in der Mesabi range, ist aber leicht zerbrechlicher Limonit sehr stark vertreten. Hier und da, wie bei Marquette, kommt etwas Magnetit vor. — Das Erz ist besonders mit Quarz vermengt. Früher wurden vorzugsweise ziemlich reiche Erze, mit rund ca. 60 Proz. Eisen, gebrochen; in den letzten Jahren haben sich aber auch etwas

ärmere Erze gelohnt. Der durchschnittliche Eisengehalt der ganzen Förderung ist deshalb nach und nach etwas gesunken und dürfte jetzt einige 50 Proz. Eisen betragen. — Der Phosphorgehalt ist in der Regel sehr gering (Minimum 0,008 Proz. Phosphor), hier und da aber etwas höher (lokal sogar bis 1,28 Proz. Phosphor) und der Schwefelgehalt ist sehr gering. Folgende Analysenzusammenstellung (nach H. Ries) orientiert über die Zusammensetzung der Erze:

	Marquette	Menominee	Gogebic	Vermilion	Mesabi
Fe . . .	56,5	55,2	56,3	61,4	56,1
SiO_2 . .	4,6	6,8	3,4	4,3	3,5
P . . .	0,035	0,059	0,034	0,037	0,037
S . . .	0,009	—	—	—	—
H_2O . .	11,9	6,5	10,8	4,6	12,3

Das Erz ist in der Regel arm an Mangan; lokal kommen jedoch auch manganreiche Erze vor.

Die durchschnittliche Zusammensetzung der gesamten Erzproduktion betrug (nach Van Hise und Leith a. a. O. 1911, S. 477) für das Jahr 1909:

Feuchtigkeit (Verlust beim Trocknen auf 100°) . . .		11,28 Proz.
Analyse nach Trocknen bei 100°	Fe	58,45 „
	Mn	0,71 „
	SiO_2	7,67 „
	Al_2O_3	2,23 „
	CaO	0,54 „
	MgO	0,55 „
	P	0,091 „
	S	0,060 „
	Glühverlust	4,12 „

Somit enthält das Erz durchschnittlich nicht ganz 53 Proz. Eisen.

Die durchschnittliche mineralogische Zusammensetzung der gesamten Erzproduktion betrug im Jahr 1909:

Hämatit und Limonit, nebst etwas Magnetit . .	86,45 Proz.
Quarz	4,87 „
Kaolin	5,25 „
Chlorit u. s. w.	1,01 „
Dolomit	0,81 „
Apatit	0,48 „
Verschiedenes	1,11 „
Summa .	100,00 Proz.

Das Erz wurde anfänglich nur in Tagebauen gewonnen, und diese Methode spielt heute noch besonders bei Mesabi eine bedeutende Rolle. Im Jahre 1908 stammten in diesem Gebiet nicht weniger als 63,7 Proz. der ganzen Förderung, entsprechend 42 Proz. der Totalförderung des Lake-Superior-Distrikts, aus Tagebauen. Das Mesabi-Erz, dessen Lager ziemlich flach sind, bei dem deshalb die horizontale Breite quer zum Streichen der Erzkörper besonders groß ist, ist an der Oberfläche so locker, daß es häufiger mit Dampfschaufeln abgebaut werden kann. In der letzten

Zeit ist man zum Tiefbau übergegangen und es gibt jetzt viele Gruben von 300—400 oder mehr m Tiefe.

Einen Begriff von der schnellen Entwicklung des Abbaues und der riesenhaften Größe der Vorkommen bekommt man durch die folgende statistische Uebersicht, in welcher der Beginn des Betriebes in Klammer hinzugefügt worden ist.

(In Millionen engl. Tonnen à 1016 kg)	Jährlich						Summa bis Ausgang 1910 in Mill. Tonnen
	1870	1885	1895	1900	1905	1910	
Marquette (1849) .	—	—	2,1	3,9	3,8	4,4	96,3
Menominee (1877) .	—	—	1,9	3,7	4,5	4,2	75,4
Gogebic (1885) . .	—	—	2,5	3,1	3,3	4,3	65,2
Vermilion (1889) .	—	—	1,1	1,7	1,6	1,2	30,3
Mesabi (1892) . .	—	—	2,8	8,1	20,2	29,2	224,9
Baraboo	—	—	—	—	—	0,1	0,7
Zusammen .	0,9	2,5	10,4	20,6	33,3	43,4	493

Das Erz wird mit der Eisenbahn nach den Häfen Duluth, Two Harbours, Ashlanno und Marquette am Lake Superior und Escanaba bezw. Gladstone am Lake Michigan, und von da per Dampfer nach den großen Eisenwerkbezirken in Illinois, Ohio, Pennsylvania und New York transportiert. Die Kosten per Tonne Erz von der Grube nach der Hütte betrugen im Jahre 1907 durchschnittlich 2,14 Dollar = 9 M.; dabei erzielten die Transportgesellschaften einen guten Reingewinn. Aus dem Lake-Gebiet stammen in den letzten Jahren fast genau 80 Proz. der gesamten Eisenerzförderung der Vereinigten Staaten.

Folgende Berechnungen oder Schätzungen sind von Van Hise und Leith (1911) bezw. J. F. Kemp (The Iron Ore Resources of the World, Stockholm 1910) veröffentlicht worden; sie beziehen sich teils auf „Available ores" (reiches Erz) und teils auf „Not available ores" (ärmeres Erz) [in Van Hise und Leiths Berechnung mit mindestens 35 Proz. Eisen]:

	„Available"		„Not available"	
	Van Hise	Kemp	Van Hise	Kemp
	in Mill. Tonnen			
Crystal Falls	—	—	1 500	—
Marquette	100	110	16 000	15 900
Menominee	75[1])	80	3 500	7 360
Gogebic	60	95	1 250	3 900
Menominee und Gogebic	—	40	—	4 525
Vermilion	30	60	1 025	1 005
Mesabi	1600	3100	30 000	39 000
Cuyana u. a.	40[2])	15	—	310
Andere Vorkommen . .	—	—	14 360	—
Summa .	1905	3500	67 640	72 000

[1]) Umfaßt auch Crystal Falls.
[2]) Nur Cuyana.

Wirtschaftlich am wichtigsten ist die rund 130 km lange „Mesabi range“, mit Duluth als Hafenstadt; Mesabi allein lieferte in den letzten Jahren Erz für etwas über die Hälfte der nordamerikanischen Roheisenproduktion.

Bisher hat man bei den Gruben, deren Anzahl bis zum Jahre 1910 335 betrug, die geringhaltigen Erze nach amerikanischer Manier als wertlos auf die Halde geworfen, ein Vorgehen, welches vom staatswirtschaftlichen Standpunkte streng kritisiert worden ist. Van Hise macht dabei mit Recht darauf aufmerksam, daß viele der Lake-Vorkommen bereits bei 1000 Fuß Tiefe kleiner und ärmer geworden sind, während bei 1500 Fuß sich nur noch wenige als bauwürdig erwiesen haben. Vor 15 Jahren hatte alles hier verhüttete Erz mindestens 60 Proz. Eisen, während in den letzten Jahren schon bedeutende Mengen mit 40—50 Proz. gefördert werden mußten. Van Hise rät deshalb, die ärmeren Erze jetzt schon zu gewinnen und aufzuheben, um sie eventuell später nach Abnahme der reichen Vorräte verwerten zu können.

Die Gesamtförderung betrug von 1891 bis 1900 114 Mill. t und stieg von 1901 bis 1910 auf 322 Mill. t, hat sich also in den letzten Jahrzehnten fast verdreifacht. Unter Berücksichtigung der zukünftigen Zunahme der Erzförderung werden die reichen Erze schon in einigen Menschenaltern im wesentlichen erschöpft sein; an ärmerem Erz hat man jedoch einen für Jahrhunderte genügenden Erzvorrat.

Eisenerzdistrikte mit vorzugsweisen Erzlagern und untergeordneten metasomatischen Vorkommen.

Wie wir bereits bei der Gruppe der metasomatischen Eisenerzvorkommen ausführten, enthalten einige Distrikte vorzugsweise echte Erzlager neben untergeordneten metasomatischen Lagerstätten. Diese Kombination entstand dadurch, daß eine Periode der Bildung eisenreicher Sedimente in Gebieten einsetzte, die zum großen Teil aus Kalk bestanden, so daß die auf Spalten und an der Oberfläche zirkulierenden eisenreichen Wässer, abgesehen von den Sedimenten, metasomatische Lagerstätten bilden konnten.

Die Erkenntnis der Bedeutung der Sedimentation hat sich bei diesen Gebieten erst in den letzten Jahren Bahn gebrochen; da man früher auf die Metasomatose zu viel Wert legte, wurden die Vorkommen meist bei der metasomatischen Lagerstättengruppe abgehandelt.

Die wichtigsten hierhergehörigen deutschen Lagerstätten sind die Roteisenerzvorkommen des Lahn- und Dillgebietes und diejenigen des Oberharzer Devonzuges bezw. von Elbingerode und Hüttenrode.

Die Roteisenerz-Lagerstätten des Lahn- und Dillgebietes.

Literatur.

W. Riemann, Beschreibung des Bergreviers Wetzlar, mit Literaturzusammenstellung bis 1877. Bonn 1878. — Fr. Wenckenbach, Beschreibung des Bergreviers Weilburg, mit Literaturzusammenstellung bis 1878. Bonn 1879. — W. Riemann,

Der Bergbau- und der Hüttenbetrieb der Lahn-, Dill- und benachbarten Reviere (Nassau). Wetzlar 1894. — Derselbe, Das Vorkommen der devonischen Eisen- und Manganerze in Nassau. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, S. 50. — R. Delkeskamp, Die hessischen und nassauischen Manganerzlagerstätten und ihre Entstehung durch Zerstörung des dolomitisierten Stringocephalenkalkes bezw. Zechsteindolomites. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901. — Derselbe, Die mutmaßliche Dauer des Fortbestehens des Eisenerzbergbaues der Lahn- und Dillreviere. Stahl u. Eisen 1902, S. 278. — H. Lotz, Die Dillenburger Rot- und Magneteisenerze. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1902. — F. Krecke, Sind die Roteisensteinlager des nassauischen Devons primärer oder sekundärer Bildung? Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, Bd. 12, S. 348. — Chelius, Der Eisenerzbergbau in Oberhessen, an der Lahn, Dill und Sieg. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, Bd. 12, S. 53. — Böhm, Die Erzlagerstätten des konsolidierten Bergwerkes Stangenwage bei Haiger (Bergrevier Dillenburg). Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1905, S. 259. — C. Hatzfeld, Die Roteisenlager bei Fachingen a. d. Lahn. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, Bd. 14, S. 351. — R. Brauns, Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalsteine und Eisenerz. Neues Jahrb. f. Min. 1905, S. 302. — G. Einecke, Der Eisenerzbergbau und der Eisenhüttenbetrieb an der Lahn, Dill und in den benachbarten Revieren. Eine Darstellung ihrer wirtschaftlichen Entwicklung und gegenwärtigen Lage. Jena 1907. — Rose, Zur Frage der Entstehung der nassauischen Roteisensteinlager. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 497. — J. Ahlburg, Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1908, S. 300. — Derselbe, Die Buderusschen Eisenwerke zu Wetzlar. Stahl u. Eisen 1909, S. 1633. — H. Behlen, Die nassauischen Roteisensteine. Wiesbaden 1909. — J. Ahlburg, Die Grube Schöner Anfang bei Breitenbach (Kreis Wetzlar). Ein Beitrag zur Tektonik der östlichen Lahnmulde. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1909. — Geologische Spezialkarten der Blätter Dillenburg, Oberscheld, Herborn, Ballersbach, Braunfels, Hadamar, Girod, Eisenbach, Limburg, Schaumburg, Ems. Herausgegeben von d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt.

Die Dill- und Lahnmulde werden durch einen nordöstlich streichenden Silursattel getrennt, und zwar fällt die nördliche Dillmulde ungefähr mit dem Verlauf des Scheldetales und seiner südlichen Verlängerung zusammen, während die Lahnmulde im Südwesten annähernd bis Laurenburg, im Nordosten bis Gießen reicht. Die Muldenflügel lagern auf den hier zusammenstoßenden Ausläufern des Taunus und des Westerwaldes (Fig. 145).

Beide Mulden sind durch ihre wertvollen Roteisensteinlager bekannt, die namentlich an der Grenze von Mittel- und Oberdevon auftreten. Eine große Anzahl dieser Vorkommen gehört zweifellos zu den echten Sedimenten. An der Grenze des Mittel- und Oberdevons war die Gelegenheit zur Bildung von Eisenerzlagern besonders günstig, so daß ein auf große Entfernungen aushaltender Eisenerzhorizont entstehen konnte, der vorzugsweise Roteisen führt.

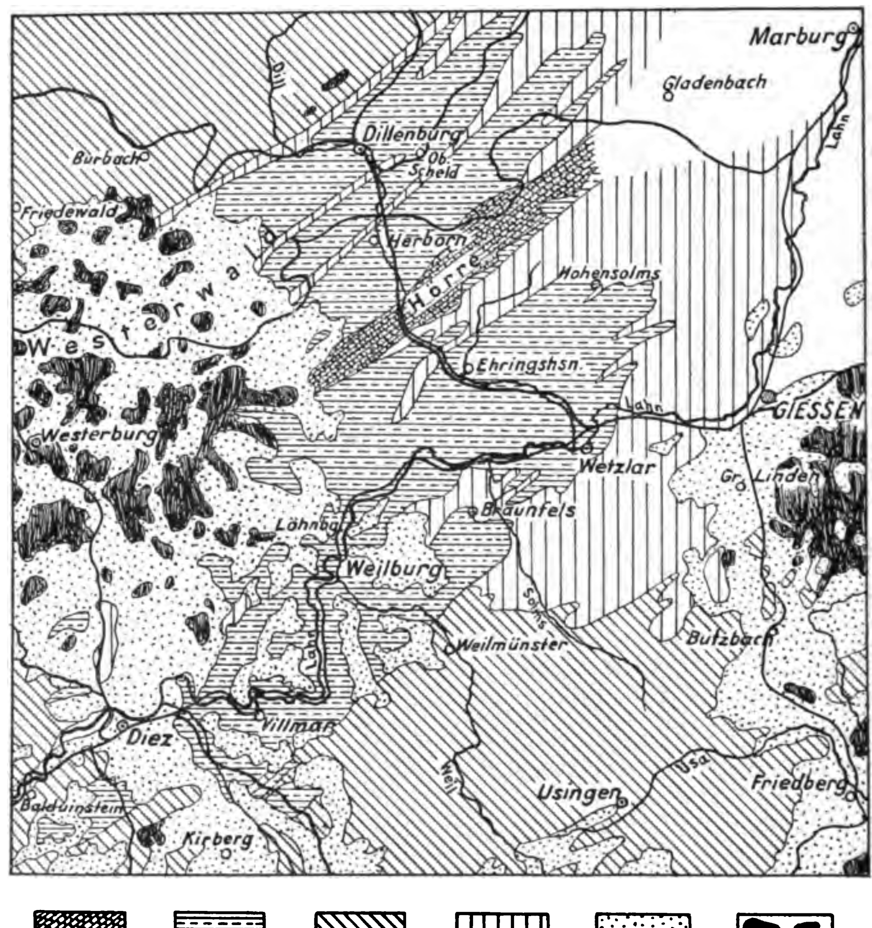
Abgesehen von diesen Sedimenten treten untergeordneter sowohl innerhalb des devonischen Deckdiabases als auch an der Grenze von oberdevonischem Diabas und Kulmgrauwacken Roteisenerze auf, die durch Umwandlung von Kalksteinlinsen und Diabas entstanden sind.

Die mit den Roteisenvorkommen vergesellschafteten Brauneisensteinlagerstätten sind wesentlich jünger; sie sind hauptsächlich durch metasomatische Umwandlung des Massenkalkes wohl in der Tertiärzeit entstanden.

Schließlich müssen noch alluviale Rollager genannt werden, die aus

Trümmern zerstörter älterer Vorkommen bestehen und Vertiefungen des Schiefers, Schalsteins (Diabastuffes) und Kalkes ausfüllen.

Infolge fazieller und tektonischer Veränderungen, die auf bestimmte Gebiete beschränkt sind, kann man in den beiden Devonmulden ein Dillenburger, Wetzlarer, Weilburger und Dietzer Ablagerungsgebiet unterscheiden.



Silur	Ob. u. Mittel-devon	Unter-devon	Karbon	Tertiär	Basalt

Fig. 145. Geologische Karte des Lahn- und Dillgebietes i. M. 1 : ca. 530 000. (Nach Einecke und Köhler.)

Als Beispiel des geologischen Aufbaues diene die kurze Skizzierung der Dillenburger Mulde.

Auf dem Silur liegen die tiefen Schichten des Unterdevons und die Koblenzstufe mit ihren drei Abteilungen; es folgt dann das Mitteldevon mit den feintonigen Orthoceras- und Tentakulitenschiefern und den darüberliegenden kalkigen Sedimenten.

Im Oberen Mitteldevon begannen die gewaltigen Eruptionen, welche das Material für die Diabase und die Schalsteine lieferten und bis in das

Oberdevon hineinreichten. In dieser Periode bildeten sich auch die ausgedehnten Roteisenerzlager. Die geologischen Aufnahmearbeiten machen wahrscheinlich, daß das Eisen aus Exhalationen und Quellen stammt, die als Gefolgeerscheinungen der eruptiven Vorgänge auftreten. Der

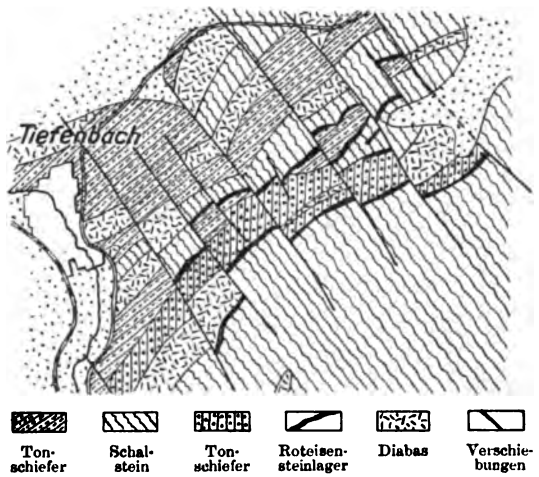
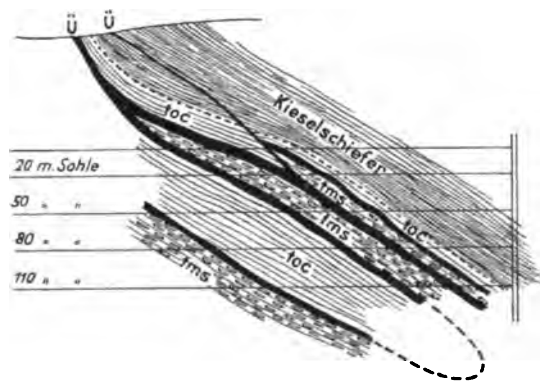


Fig. 146. Gefaltete Eisenerzlager im Mittel- u. Oberdevon der Lahnmulde mit Verschiebungen. (Nach Einecke und Köhler.)

durchgehende Eisensteinhorizont erstreckt sich von der Lahn bis zur Dill und gehört dem Mitteldevon an, er hat stets Schalstein als Liegendes; seine Niveaubeständigkeit ist derartig scharf, daß man diesen Horizont bei der Abgrenzung von Mittel- und Oberdevon benutzen kann.



tms = Schalstein des Oberen Mitteldevons; toc = Cypridinenschiefer des Oberdevons; Ü = Überschiebungen.

Fig. 147. Faltungen und Überschiebungen des Lagers der Grube Raab bei Wetzlar. (Nach Einecke und Köhler.)

In der Dillenburger Mulde sind die Eisenerzlager — abgesehen von einigen wenig mächtigen und unbedeutenden Vorkommen im liegenden Schalstein — auf diesen Horizont beschränkt.

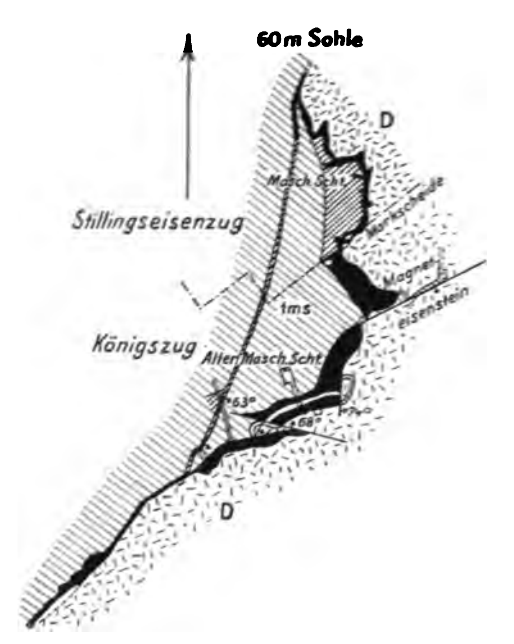
Die Ausfüllung des Lagers besteht aus Roteisen, das bankig

abgesondert ist und bei hohem Eisengehalt viel Kieselsäure, bei geringem viel Kalkspat führt.

Die kalkige Ausbildung (Flußstein) ist im Westen der ganzen Dillmulde vorherrschend, während sich in der Mitte bei Oberscheld kieselsäurereichere Partien finden, doch sind häufig plötzliche Uebergänge von kalkigem in kieseliges Erz zu beobachten.

In der Nähe der Tagesoberfläche ist das Roteisen entkalkt und in Brauneisen umgewandelt und häufiger verkieselt.

Das Hangende des Eisensteinhorizontes ist wenig einheitlich. Im Zentrum der Eruption der Dillmulde wird es von dem oberdevonischen



tms = Schalstein des Mitteldevons; D = Diabas.

Fig. 148. Grundriß der 60 m-Sohle der Grube Königszug und Stillingseisen des Oberschelder Lagerzuges i. M. 1 : 4000. (Nach Einecke und Köhler.)

Diabas gebildet, im Norden und Nordosten dagegen treten Kalk-, Kiesel- und Cypridinenschiefer an dessen Stelle oder sie schieben sich zwischen Lager und Deckdiabas.

In ruhiger Lagerung sind die auf dem Devon liegenden Kulmschiefer entwickelt. Alle Gesteine wurden im Spätkarbon hochgradig tektonisch durch Faltungen und Störungen beeinflußt.

Manche Forscher sind geneigt, die Roteisenerze innerhalb des Deckdiabases als abgebrochene Schollen des Hauptlagers aufzufassen, welche entweder vom Diabas eingehüllt wurden oder durch tektonische Vorgänge in ihn hineingelangten. Sie zeigen Linsenform. Der Kieselsäuregehalt ist meist ein erheblicher.

Die zweite Art der Eisenerzvorkommen im Diabas, auf die bereits oben hingewiesen wurde, verdankt ihre Entstehung der metasomatischen

Verdrängung von Kalksteinlinsen und des Diabases bezw. Schalsteins. Ihre Ausdehnung ist meist gering; die Beschaffenheit der Erze gewöhnlich keine hervorragende.

Die an der Grenze von Deckdiabas und Kulm auftretenden Eisenerze sind bis jetzt noch nicht Gegenstand des Bergbaues gewesen.

In der östlichen Lahnmulde wird die Tektonik durch ausgedehnte Ueberschiebungsdecken kompliziert, unter denen das Kerngebirge hochgradig gestört liegt. In der Mulde herrscht das Mitteldevon vor; es ist kalkiger als in der Dillmulde.

Auch hier beginnt die für die Eisenerze wichtige Eruptionsperiode zu Anfang des oberen Mitteldevons mit den Schalsteinschichten, die besonders kalkig sind. Zu gleicher Zeit entstanden die Riffkalke des Massenkalkzuges des Lahngebietes, der von Gießen bis Balduinstein zu verfolgen ist und sich an keinen bestimmten Horizont hält; über ihm liegt noch einmal Schalstein. An diesen gewaltigen Kalkzug, der im Dillenburger Gebiete fehlt, sind die tertären Braun- und Manganerze geknüpft.

Der Hauptroteisenerzhorizont liegt auch hier an der Grenze des Mitteldevons gegen das Oberdevon, ist aber durch zahlreiche Störungen sowohl im Streichen als im Einfallen zu einzelnen Bruchstücken zerstückelt. Abgesehen hiervon treten im Schalstein ausgedehnte Eisenerzlager auf, die ebenfalls ein und demselben Niveau angehören dürften.

Das Eisenerz der Lahnmulde ist kalkig und durch die Tagewässer noch mehr zersetzt als dasjenige der Dillmulde; der Kalk wurde ausgelaugt und das Roteisen in Brauneisen umgewandelt. Häufiger enthalten die Erzlager zwischengeschaltete Schiefer- und Schalsteinbänke und intrusive Lagen von Diabas.

In der mittleren Lahnmulde (Weilburger Revier) ist nicht ein Haupteisenerzhorizont vorhanden, sondern es stellen sich eine größere Anzahl übereinanderliegender, meist enger begrenzter Eisenerzniveaus ein. Der Grenzhorizont zwischen Ober- und Mitteldevon tritt unter ihnen nicht besonders hervor. Roteisensteinflöze reichen bis in das Oberdevon hinauf und sind dann fast immer von oberdevonischen Schalsteinen begleitet.

Im mittleren Teil der Lahnmulde ist die Erzführung des Massenkalkes deshalb wichtig, weil sich im Norden noch zwei Parallelzüge zwischen Hadamar und Merenberg einerseits und Weilburg und Dehrn anderseits einstellen, so daß die metasomatischen tertiären manganhaltigen Erze sehr häufig sind.

In diesem Gebiet treten auch die Trümmererze, die durch Zerstörung älterer Erzlager entstanden und in den Mulden der Hochfläche vor der Erosion geschützt blieben, auf. Sie zeigen Lagenstruktur und gleichen mitunter den tertiären Brauneisenerzen.

Im Westen löst sich die Lahnmulde in Spezialmulden auf, die durch niederländisch streichende Unterdevonsättel voneinander getrennt werden. Es entstehen so von Norden nach Süden die Hadamar-Niedererbacher, die

Balduinstein-Ruppachtaler und die Hahnstätten-Katzenelnbogener Mulde. Von ihnen führt die erstere Roteisensteinlager nur im Schalstein des Mitteldevons. Die mittlere ist durch die dichte Aufeinanderfolge überkippter mitteldevonischer Kalksteine, Schalsteine und Diabase mit den dazugehörigen Eisenerzen ausgezeichnet und die südliche wird nur noch von mitteldevonischen Kalken und Schalsteinen erfüllt, die recht aussichtsreiche Eisenerzlager enthalten.

Das ganze Lahnrevier wird durch die große, im Ruppachtal bei Balduinstein verlaufende Bruchlinie (Ruppachspalte) begrenzt.

Bei der Zusammensetzung der Erze des Lahn- und Dillgebietes muß zwischen dem Flußstein, dem Roteisen und dem Brauneisen unterschieden werden.

Der Eisengehalt des Flußsteins schwankt zwischen 22,8 und 44 Proz. Der Kieselsäuregehalt erreicht über 20 Proz., wenn er auch in der Regel 10 nicht überschreitet. Der $CaCO_3$-Gehalt kann bis 33 Proz., der Phosphorgehalt bis 0,36 Proz. steigen, bleibt aber in der Regel weit darunter.

Der Eisengehalt des Roteisens schwankt in der Regel zwischen 45 und 55 Proz. Der Kieselsäuregehalt beträgt 12—25, der Kalkgehalt 9—10 und der Phosphorgehalt 0,06—0,34 Proz.

Die Brauneisenanalysen zeigen, soweit es sich um Umwandlungen von Roteisen handelt, in der Regel einen Eisengehalt von 35—55 Proz. bei 0,09—0,38 Proz. Phosphor und 11—25 Proz. Rückstand.

Alle genannten Erze haben nur ganz geringen Mangangehalt, der selten $^1/_2$ Proz. überschreitet und 1 Proz. nicht erreicht; ebenso ist der Schwefelgehalt gering.

Die manganhaltigen Brauneisensteine des Massenkalkzuges haben meist 30—40 Proz. Eisen, bis 13 Proz. Mangan und bis 2,1 Proz. Phosphor. Der Kieselsäuregehalt schwankt zwischen 5 und 19, der Kalkgehalt zwischen 0,3 und 1,8 und der Rückstand zwischen 7 und 30 Proz. Der in dem Brauneisen als Konkretionen vorkommende Braunstein hat bis 5 Proz. Eisen und bis 41 Proz. Mangan.

Die wirtschaftliche Bedeutung des Distriktes geht aus folgenden Zahlen hervor.

Im Jahre 1910 (1909) produzierte Deutschland 22 964 765 (20 129 863) Tonnen Eisenerz, daran war das Lahn- und Dillgebiet mit 116 (114) Gruben und 1 004 263 (907 461) Tonnen (durchschnittlich 40,9 (41) Proz. Eisen) beteiligt.

Die noch vorhandenen Vorräte schätzen Einecke und Köhler auf 166 Mill. Tonnen für Erze, die in unmittelbarer Zukunft in Frage kommen. Davon sind annähernd 100 Mill. Tonnen Roteisen und 60 Mill. Tonnen Brauneisen des Massenkalkzuges.

Die Magneteisen-, Eisenglanz- und Roteisen-Vorkommen im Harz.

Literatur.

W. Hauchecorne, Die Eisenerze der Gegend von Elbingerode am Harz. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1867. — H. Wedding, Beiträge zur Geschichte des Eisenhüttenwesens im Harz. Zeitschr. d. Harzvereins 1884. — C. Blömeke, Die Erzlagerstätten des Harzes und die Geschichte des auf demselben geführten Bergbaues. Wien 1885. — F. Klockmann, Uebersicht über die Geologie des nordwestlichen Oberharzes. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1893, S. 253. — M. Koch, Zusammensetzung und Lagerungsverhältnisse der Schichten zwischen Bruchberg-Acker und dem Oberharzer Diabaszug. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1894, S. 185. — Derselbe, Cypridinenschiefer im Devongebiet von Elbingerode und Hüttenrode. — Banniza, Klockmann, Lengemann und Sympher, Das Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. — M. Koch, Gliederung und Bau der Kulm- und Devonablagerungen des Hartenberg-Büchenberger Sattels nördlich von Elbingerode im Harz. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1895, S. 151. — L. Beushausen, Das Devon des nordwestlichen Oberharzes. 1900. — Derselbe, Das Devon des nördlichen Oberharzes u. s. w. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1900, N. F., Heft 30. — E. Harbort, Zur Frage nach der Entstehung gewisser devonischer Roteisenerzlagerstätten. Neues Jahrb. f. Min. 1903. 179. — Derselbe, Ueber einige Trilobitenfunde bei Grund im Harz und das Alter des Iberger Kalks. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1903. (Vgl. dort weitere Literatur.) — Einecke und Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Herausgegeben v. d. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1910.

1. Die Roteisensteinlager des Oberharzer Devonzuges. Das Oberharzer Kulmplateau wird im Südosten von einem 300—1000 m breiten Devonstreifen (Oberharzer Devon- oder Diabaszug) unterbrochen, der aus der Gegend von Osterode am Südrande des Harzes, abgesehen von einer kurzen Lücke in der Gegend von Altenau, bis in die Nähe von Harzburg am Nordrande des Gebirges streicht (Fig. 35, Bd. I, S. 28).

Die Schichtenfolge besteht aus mitteldevonischem Wissenbacher Schiefer (am ältesten), Diabasen (mit Tuffen und Mandelsteinen), Stringozephalenkalk und aus oberdevonischen Diabasen und Cypridinenschiefer. Die Schalsteine (Diabastuffe), welche in der Hauptmasse unmittelbar über den Wissenbacher Schiefern liegen und vom Stringozephalenkalk bedeckt werden, sind für die Erzführung am wichtigsten; jedoch enthält auch der unmittelbar über dem Stringozephalenkalk auftretende, oberdevonische Diabas ebenfalls einige Roteisensteinlager.

Infolge der intensiven Faltung und der Ueberschiebungen bilden die Schichten südöstlich streichende Sättel und Mulden, die sich infolge mehrfacher Ueberschiebungen wiederholen.

Die Tektonik wird außerdem durch eine größere Anzahl querschlägig verlaufender, also nordwestlich streichender, meist nach SW einfallender Spalten kompliziert.

Die Eisenerzlager bilden eine größere Anzahl mehr oder weniger mächtiger Linsen, die sich sowohl im Streichen, als im Einfallen auskeilen und infolge staffelförmiger Ueberschiebungen querschlägig wiederholen. Häufig sind sie zusammen mit dem Stringozephalenkalk in den Schalstein eingefaltet.

Durch die Spuren des alten Bergbaues lassen sich an der Tagesoberfläche verschiedene Lagerzüge verfolgen, von denen mitunter sieben durch Mandelsteine (Blattersteine) getrennt, nebeneinander liegen. Fast nirgends kennt man weniger als drei Parallelzüge.

Die Mächtigkeit der Erzführung beträgt bis 6 m. Das Erz ist meist ein kalkiger Roteisenstein, der allerdings häufig kieselig wird. Der Eisengehalt betrug nach den alten Versuchen 20—50 Proz. Schwefel soll nur in Spuren auftreten. Leider läßt sich heute nicht mehr feststellen, wie die Verteilung der kalkigen und kieseligen Erze war.

Die Zusammensetzung der Erze geht aus folgenden Analysen hervor:

	Alte Zeche Julius v. H.	Alte Zeche Hohebleek v. H.	Sonstige Erzanalysen v. H.			
Fe . . .	28—40	25—35	47.6	51.6	39.6	40.3
Mn . . .	0—2		0.2	0.3	1.3	0.6
P . . .	--	-	0.18	0.13	0.17	0.12
MgO . .	0—4		4.8	5,7	—	3.2
CaO . . .	5—13	9—17	2,1	1.8	—	21.4
SiO_2 . .	8—13	5—9	23,6	13.5	18,2	9.2
Al_2O_3 . .	1—5		—	—	—	—

Es hat den Anschein, als ob die besseren Erze südlich von Buntenbock, im Huttale, am Polsterberge und östlich Lerbach gewonnen worden seien.

Einecke und Köhler geben folgende Zusammenstellung der Mächtigkeiten und des Eisengehaltes der kalkigen Erzlager:

Name und Lage des Lagers und der alten Gruben	Mächtigkeit m	Eisengehalt v. H.
Segen-Gottes-Lager am Polsterberg, Gruben: Segen Gottes, Grüne Linde, Georg Andreas	2—4	24—30
Schwaner Lager im Huttal, Grube Weißer Schwan	0,5—1	37
Weinschenker Lager bei Buntenbock, Grube Weinschenke und Goldener Adler	0,3—2	22
Blaue-Buscher-Lager bei Lerbach, Gruben: Blauer Busch, Kranich, Juliuszeche (über Talsohle abgebaut)	1,5—10	44
Mühlenberger Lager bei Lerbach, Grube Mühlenberg	0,5—1	24
Rote-Löwer-Lager bei Lerbach, Grube Roter Löwe	0,5—1	25
Hohebleeker Lager bei Osterode, Grube Hohebleek	1—2	24

Außerdem gibt es in diesem Distrikt eine erhebliche Menge eisenreicher Zuschläge.

Die Genesis der Erzvorkommen ist noch nicht vollkommen geklärt. Früher faßte man alle mit Schalstein, Diabas und Kalk vergesellschafteten Eisensteinlager lediglich als metasomatische Umwand-

lungen des Stringozephalenkalkes auf, welche nach der Faltung des Gebirges durch eisenhaltige Lösungen veranlaßt sein sollten.

Die Lagerungsverhältnisse der Erzlager des Oberharzer Diabaszuges stimmen aber derartig genau mit denjenigen an der Lahn und Dill überein, daß für beide die moderne Anschauung einer Kombination von Erzlagern mit metasomatischen Vorkommen gelten muß.

Als Bildungszeit ist diejenige der Entstehung der mitteldevonischen Eruptivgesteine anzusehen.

Von Interesse ist, daß die äußersten nordöstlichen Ausläufer des Oberharzer Diabaszuges trotz der gleichen geologischen Position der Erzlager mit den eben geschilderten, weiter südwestlich liegenden kein Roteisen, sondern Magneteisen führen. Auch hier bildete sich zunächst mutmaßlich sedimentäres Roteisen, welches durch den Kontakt mit dem Brockengranit in Magneteisen umgewandelt wurde (Bd. I, S. 346 u. 347).

Die Lagerungsverhältnisse sind am Spitzenberg bei Altenau am besten zu beobachten. Genauere Untersuchungen haben aber bisher nicht stattgefunden. Das Erz hat nach einer Analyse 58 Proz. Eisen bei 13 Proz. Rückstand und nach einer zweiten 43 Proz. Eisen bei 30 Proz. Rückstand. Auch hier treten mehrere parallele Lager auf.

Der Bergbau auf dem Oberharzer Diabaszug ging hauptsächlich von 1650—1875 um, wo zeitweise mehr als 100 Gruben in Betrieb waren; er kam zum Erliegen infolge der Einstellung der in der Nähe liegenden Eisenhütten Altenau, Osterode und Lauterberg.

Einecke und Köhler schätzen den Eisenvorrat einschließlich der Magneteisenvorkommen auf 3—4 Mill. t.

2. Die Roteisensteinlager von Elbingerode und Hüttenrode. Die Lagerstätten sind denen des Lahn- und Dillgebietes bezw. des Oberharzer Diabaszuges sehr ähnlich. Auch hier beteiligen sich an dem Aufbau des Erzgebietes zunächst die mitteldevonischen Wissenbacher Schiefer, dann die älteren Schalsteine und Diabasmandelsteine, der Keratophyr mit Diabastuffen und der Stringozephalenkalk, ferner von oberdevonischen Gesteinen der jüngere Schalstein mit Diabasmandelstein, der Iberger Kalk oder Clymenienkalk und die Cypridinenschiefer; das Devon wird überlagert von den Kulmgesteinen.

M. Koch unterscheidet (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1895) drei Devonsättel, nämlich den Büchenberg-Hartenberger, den Hornberg-Elbingeroder und den Hüttenrode-Neuwerker (Fig. 149 u. 150).

Der Sattelkern besteht aus schiefrigen Schalsteinen oder Diabasmandelsteinen. Die Keratophyre bilden zahlreiche, mehr oder weniger mächtige, durch Keratophyr- und Diabastuff getrennte Decken. Der Stringozephalenkalk liegt als Mantel um den Schalstein.

Die Sättel und Mulden streichen bei Elbingerode nordöstlich, bestehen selten aus einfachen Falten und sind häufig überkippt. Infolgedessen sind die Lagerungsverhältnisse nicht immer leicht zu deuten. M. Koch wies z. B. nach, daß der Stringozephalenkalk und die Eisensteinlager des Büchenberges und Hartenberges nicht, wie früher angenommen, einem überkippten Mulden-, sondern einem Sattelflügel angehören.

Eine große Anzahl von Ueberschiebungen bewirkt einerseits die Verdopplung von Schichtenkomplexen und anderseits das Ausfallen von

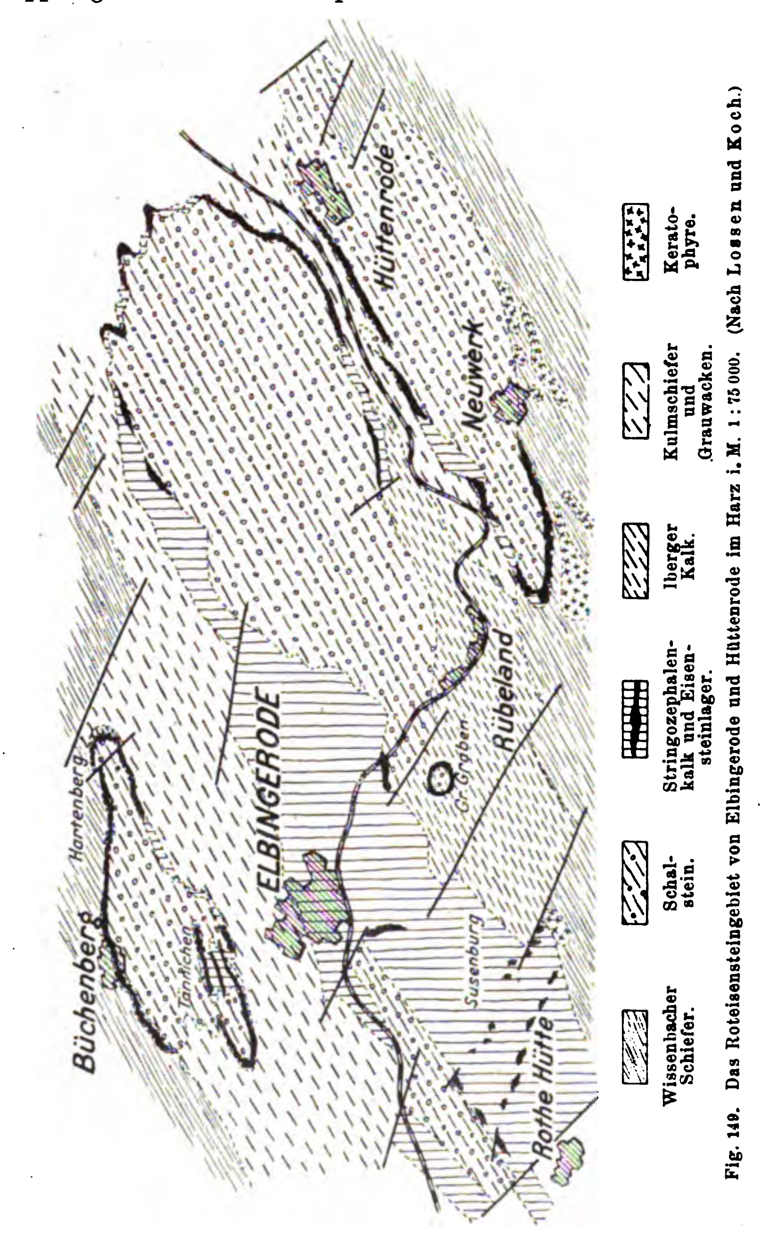


Fig. 149. Das Roteisensteingebiet von Elbingerode und Hüttenrode im Harz i. M. 1 : 75 000. (Nach Lossen und Koch.)

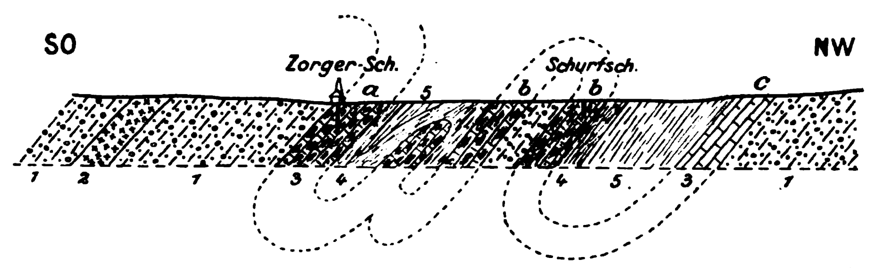
Formationsgliedern. Durch Seitenverschiebungen ausgezeichnete Querverwerfungen machen die Lagerungsverhältnisse noch komplizierter.

Die Erzlager finden sich sowohl in Verbindung mit den Keratophyr- und Diabastuffen des Mitteldevons, als auch und zwar vorzugsweise im Niveau des Stringozephalenkalkes, welcher zum größten Teile so eisen-

haltig ist, daß die ganze Mächtigkeit als Eisenerz betrachtet werden kann. Die Roteisensteine der Diabastuffe sind durch kalk- und chloritreiche Tuffschichten voneinander getrennt. Die Erzlager des Stringozephalenkalkniveaus sind sowohl in Bezug auf ihre Zahl als die Erzqualität die wichtigeren.

Am Büchenberg und Hartenberg ist ein derartiges 5—40 m mächtiges Lager auf 4 km Länge bei 70° Einfallen zu verfolgen. Es zeigt eine größere Anzahl von parallelen Nebenlagern, welche ebenfalls 1—10 m Mächtigkeit haben können. Am Ausgehenden ist eine Umwandlung in Brauneisen eingetreten. Im östlichen Teile des Büchenberger Sattels entstand durch Kontaktwirkung Magneteisen.

Die Roteisenlager der übrigen Sättel sind weniger bedeutend. Südwestlich von Elbingerode liegen am Großen Graben Roteisensteine mit



1. Schalstein und Diabasmandelstein; 2. Keratophyr; 3. Stringozephalenkalk und Eisensteinlager; 4. Cypridinenschiefer; 5. Adinole und Wetzschiefer.

Fig. 150. Profil durch das Mühlenweger = a, Drahler = b und Gallberger Lager = c bei Hüttenrode. (Nach Koch.)

einem aus Brauneisen bestehenden Hut mantelförmig um einen Keratophyr. Das Erzlager war hier 6—25 m mächtig und fiel mit 12° nach NO ein.

An der Susenburg hat man hauptsächlich Brauneisen gewonnen. Zu beiden Seiten des Großen Hornberges, der einen langgestreckten Diabas- und Schalsteinrücken darstellt, ziehen sich Rot- und Brauneisensteinlager entlang, die auf mehr als 1700 m Länge bauwürdig sind und Mächtigkeiten bis zu 12 m zeigen. Westlich davon liegt der Ahrendfelder Lagerzug mit 800 m Streichen und 4 m Mächtigkeit, und im äußersten Westen treten die Lager des Bastkopfes und an der Wormke auf. Nach Westen nimmt im allgemeinen der Kieselgehalt zu und die Mächtigkeit ab, so daß die Erze bei Hüttenrode (Lodenbleker, Holzberger, Mühlenweger, Gallberger und Drahler Lager) am günstigsten sind. Von den genannten Lagern gehören die beiden ersten dem Nord- und Südflügel eines Sattels an, das dritte und vierte bilden den Süd- und Nordflügel einer überkippten Mulde; das fünfte liegt in einem Spezialsattel dieser Mulden.

Die streichende Ausdehnung dieser Lager beträgt 400—600 m bei recht schwankenden Mächtigkeiten. Der dichte kalkige Roteisenstein soll 50—60 Proz. Eisen enthalten; die eisenreichen Zuschläge haben 20—30 Proz.

In genetischer Beziehung wurden die Eisensteinlager von Elbingerode, Hüttenrode ebenso wie die übrigen mitteldevonischen des Harzes für

metasomatische Vorkommen angesehen. Das Eisen leitete man aus den Schalsteinen und Diabasen ab. Durch neuere Untersuchungen ist bei den meisten Vorkommen die Sedimentationstheorie zur Anerkennung gelangt, die Erze haben demnach dasselbe Alter wie der Stringozephalenkalk.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Erzvorkommen von Elbingerode-Hüttenrode hängt, abgesehen von der Menge, von der Zusammensetzung ab. Der Eisengehalt der Roteisensteine schwankt nach den vorhandenen Analysen zwischen 30 und 49 Proz. bei sehr wenig Mangan. Da die Erze kalkige sind, kann der Kalkgehalt bis 30 Proz. betragen; die Magnesiamenge ist gering; an Phosphor wird 0,12—0,8 Proz. angegeben. Der nach Westen zunehmende Kieselsäuregehalt bleibt in den meisten Fällen unter 16 Proz.

Die Brauneisensteine haben 35—59 Proz. Eisen, sehr wenig Mangan und Kalk, 0,2—0,7 Proz. Phosphor und 3,1—18 Proz. SiO_2.

Der Magneteisenstein enthält 40—55 Proz. Eisen, 0,6—6,3 Proz. Kalk und 0,05—0,15 Proz. Phosphor. Der Rückstand schwankt zwischen 10 und einigen 30 Prozent.

Der Eisenerzvorrat wird auf diesen Lagerstätten bis zu einer Tiefe von 200 m unter der Stollensohle von Einecke und Köhler auf 40 Mill. t geschätzt.

Ueber die Eisenerzproduktion der Welt und deren Verteilung auf die verschiedenen Lagerstättengruppen.

Außer den bei den einzelnen Abschnitten zitierten Quellen wurde bei der Zusammenstellung der Statistik namentlich benutzt: The Mineral Industry (New York) und The Mineral Resources of the United States. — Die Roheisenstatistik ist hauptsächlich B. Neumanns „Die Metalle usw." (Halle 1904) entnommen.

Die bisherige Gesamtproduktion von Roheisen betrug:

1911	63,25	Mill. t
1901—1910	528	„ „
1891—1900	317	„ „
1881—1890	223	„ „
1871—1880	148	„ „
1861—1870	99	„ „
1851—1860	65	„ „
1841—1850	36	„ „
1831—1840	etwa 24	„ „
1821—1830	„ 15	„ „
1811—1820	„ 12	„ „
1801—1810	„ 10	„ „
1701—1800	vielleicht 50	„ „
1601—1700	„ 40	„ „
1501—1600	„ 30	„ „

In den Jahren 1801—1911 wurden somit etwa 1540 Mill. t Roheisen dargestellt; rechnet man die Produktion der früheren Jahrhunderte hinzu, soweit sie sich auf anstehendes festes Erz bezieht — also ohne Berück-

sichtigung der See- und Wiesenerze —, so kann man die bisherige gesamte Roheisenproduktion bis Ausgang 1911 auf ungefähr 1700 Mill. t schätzen. Davon kommt etwas über die Hälfte auf die letzten 25 Jahre.

Rechnen wir den durchschnittlichen Eisengehalt der Erze seit 1890 zu 45 Proz., von 1860 bis 1890 zu 40 Proz. und noch früher zu 35 Proz., so entspricht der bisherigen gesamten Roheisenproduktion bis Ausgang 1911 etwas mehr als 4000 Mill. t Eisenerz; die See- und Wiesenerze sind hier nicht einbegriffen.

Produktion von Roheisen (1900, 1910) und Produktion, Ausfuhr und Einfuhr von Eisenerz im Jahre 1910.

(In Mill. tons; m. t.)	Roheisen		Eisenerz (1910)		
	1900	1910	Produktion	Ausfuhr	Einfuhr
Vereinigte Staaten	14,0	27,64	53,27	0,66	2,63
Deutschland	8,5	14,79	28,71	2,95	9,82
Großbritannien und Irland	9,1	10,38	15,47	0,01	7,13
Frankreich	2,7	4,03	14,61	4,89	1,32
Rußland	2,9	2,74	5,70[1])	—	—
Belgien	1,0	1,80	0,12	0,60	5,18
Oesterreich }	1,3	1,50	2,63	0,14	0,31
Ungarn }		0,50	1,91		
Kanada	—	0,75	—	—	—
Schweden	0,5	0,60	5,55	4,43	—
Spanien	0,3	0,37	8,67	etwa 8	—
Italien	0,02	0,22	0,55	0,01	0,02
Algier	—	—	1,06	—	—
Griechenland	—	—	0,54	—	—
Norwegen	—	—	0,10	0,09	—
Indien	—	—	0,06	—	—
China	—	—	—	0,13	—
Japan	—	0,06	—	—	—
Süd-Australien	—	—	0,05	—	—
Kuba	—	—	0,66	—	—
Andere Länder	0,6	0,47	—	—	—
Summa	41,0	65,86	ca. 142	—	—

Wenn berücksichtigt wird, daß etwa 1 Mill. t Roheisen aus Kiesabbränden, alten Schlacken u. s. w. dargestellt wird, berechnet sich der durchschnittliche Eisengehalt der Erze auf 46 Proz.

Die Eisenerzproduktion verteilt sich 1910 in bezug auf Eisengehalt ungefähr in folgender Weise:

Etwa	1	Mill. t	mit	65—70	Proz.	Fe
„	7	„	„	60—65	„	„
„	19	„	„	55—60	„	„
„	30	„	„	50—55	„	„
„	20	„	„	45—50	„	„
„	15	„	„	40—45	„	„
„	26	„	„	35—40	„	„
„	24	„	„	27—35	„	„

[1]) Gilt für 1907.

Schweden liefert Erze mit den höchsten Eisengehalten; von den großen Lagerstätten folgt dann das Lake-Gebiet, während die oolithischen Erze in Deutschland, Frankreich, England u. s. w. ziemlich niedrigen Eisengehalt, meist 27—37 Proz., haben.

Tabelle der gesamten Eisenerzproduktion (in Mill. t).

	Verein. Staaten	Groß-britannien	Deutschland	Frankreich	Spanien	Rußland	Schweden
1911	53,27*)	—	29,9	—	—	—	—
1901—1910	385,7*)	146,6	234,2	85,0	87,6	etwa 47	40,9
1891—1900	164,0*)	132,5	140,9	41,9	66,0	„ 43	19,1
1881—1890	91,0*)	157,1	93,7	29,3	49,4	„ 15	9,0
1871—1880	43,8*)	163,5	54,6	etwa 25	12,5	„ 11	7,5
1861—1870		101,2	30,2	„ 25		„ 8	5,0
1851—1860		etwa 99	etwa 12	„ 23,5		„ 6	
1841—1850	49,7*)	„ 50	„ 6	„ 13,5	etwa 50	„ 5	
1831—1840		„ 32	„ 4	„ 9		„ 5	41
1821—1830		„ 17	„ 1,3	„ 6		„ 4	
1811—1820		„ 60	„ 25	„ 20		„ 20	
Früher . .	etwa 10						
Summa bis 1910	798	959	602	278	265	164	122

	Oesterreich	Ungarn	Belgien	Italien	Griechenland	Algier
1911	—	—	0,15	0,37	—	—
1901—1910	21,4	17,0	2,0	4,1	6,1	7
1891—1900	14,4	etwa 13	2,5	2,1	3,8	4
1881—1890	etwa 9,4	„ 6	1,9	2,3		
1871—1880	„ 8	„ 4	4,3	2,2		
1861—1870	„ 7	„ 2,5	7,8	1,2		etwa 20
1851—1860	„ 6	„ 2	7,1		etwa 20	
1841—1850	„ 4	„ 0,8	3,5			
1831—1840	„ 2,5	„ 0,6		etwa 10		
1821—1830	„ 2	„ 0,4	etwa 15			
Früher . .	„ 20	„ 10				
Summa bis 1910	95	50	44	23	30	31

Bis Ende 1910 betrug somit die gesamte Eisenerzproduktion rund:

Großbritannien und Irland	etwa 950 Mill. t
Vereinigte Staaten	„ 800 „ „
Deutschland	„ 600 „ „
Frankreich	„ 280 „ „
Spanien	„ 265 „ „
Rußland	150 bis 200 „ „
Schweden	etwa 125 „ „
Oesterreich	„ 100 „ „
Ungarn	„ 60 „ „
Belgien	„ 45 „ „
Algier	„ 30 „ „
Griechenland	„ 30 „ „
Italien	„ 25 „ „
Andere Länder	100 bis 250 „ „
	3560 bis 3760 Mill. t

wahrscheinlich annähernd 3750 Mill. t. — Rechnet man die Förderung von 1911 und 1912 mit, so dürfte die gesamte Eisenerzproduktion bis zum Ausgange des Jahres 1912 auf rund 4000 Mill. t zu schätzen sein.

Dies stimmt recht gut mit der obigen Berechnung, bis zum Ausgange des Jahres 1911, auf Grundlage der Roheisenproduktion überein.

In diesen Werten ist die alte Produktion von See- und Wiesenerzen nicht einbegriffen.

Bemerkungen zu der Tabelle:

Die Angaben für die Vereinigten Staaten geben long tons (à 1017 kg), sonst metr. Tonnen (à 1000 kg) an.

Bei den Vereinigten Staaten beziehen sich die Angaben (*) auf die Jahre bezw. 1910, 1900—1909, 1890—1899, 1880—1889, 1870—1879 und 1810—1869; siehe Min. Res. for 1908, S. 68. — 1909, 1910 und 1911 betrug die Produktion bezw. 53,09, 53,27 und 42,15 Mill. t Eisenerz. — Im Jahre 1810 erreichte die Produktion höchstens 0,1 Mill. t Eisenerz, und in der noch früheren Zeit bis zurück zum Jahre 1608 noch erheblich weniger (Mineral Industry I, for 1892, S. 270).

Die Angaben für die späteren Jahre beziehen sich auf die Statistik der Eisenerzproduktion: für Großbritannien und Irland rückwärts bis zum Jahre 1860, für Deutschland (Luxemburg mitgerechnet) rückwärts bis zum Jahre 1862, für Frankreich rückwärts bis zum Jahre 1872, für Spanien bis 1871, für Rußland bis 1901 (nebst einigen früheren Jahren), für Oesterreich bis 1869, für Ungarn bis 1895 (nebst einigen früheren Jahren), für Belgien bis 1836, für Algier bis 1891 und für Griechenland (Eisenerz und manganhaltiges Eisenerz umfassend) bis 1887. — Für Schweden gibt es eine vollständige Statistik von 1301 (s. Bd. I, S. 388) ab.

Bei den Großindustrieländern basieren wir unsere Angaben der Eisenerzproduktion für die noch früheren Jahre auf die einheimische Roheisenproduktion, da für diese die Statistik über die Erzproduktion fehlt oder uns nicht zugänglich ist. Wir setzen dabei voraus, daß das Eisenerz in Großbritannien, Deutschland und Frankreich durchschnittlich 33,3 Proz. Roheisen, in Oesterreich und Ungarn 35 und in Rußland 40 Proz. ergab. Die vollständige Roheisenstatistik reicht zurück bis zum Jahre 1820; für die noch frühere Zeit dagegen ist sie ziemlich lückenhaft. Die Angaben über die Eisenerzproduktion für die Zeit vor 1820 sind demnach für die meisten Länder ziemlich unsicher. Die Eisenerzproduktion in den früheren Jahrhunderten war aber sehr gering — in einem einzigen Jahr wird jetzt viel mehr Eisen produziert als früher in einem ganzen Jahrhundert; die Unsicherheit der früheren Angaben hat somit keinen nennenswerten Einfluß auf die Gesamtsumme.

Mokta-el-Haddid produzierte 1867—1877 3 176 500 t Eisenerz.

Andere Länder: Norwegen lieferte vor 1900 3,7 Mill. t Eisenerz (nach Vogt); 1901—1910 730 000 t und im Jahre 1912 etwa 400 000 t. — Bosnien und die Herzegowina ergaben in den 13 Jahren 1899—1911 1,7 Mill. t; dazu die ältere Produktion. — Tunis produzierte in den späteren Jahren ungefähr 150 000 t jährlich. — Indien produzierte 1897—1910 mindestens 10 Mill. t Eisenerz. — Japan lieferte 1895—1902 25 000—30 000 t und in den späteren Jahren 45 000—55 000 t Roheisen jährlich, also in den letzten 15 Jahren mehr als 1 Mill. t Eisenerz; dazu kommt die ältere Produktion. — Südaustralien lieferte 1899—1909 etwa 1,8 Mill. t Eisenerz, etwas stammt auch aus den anderen australischen Kolonien. — Von Kuba wurden im Jahre 1911 1 147 879 t Eisenerz nach den Vereinigten Staaten exportiert; außerdem mehrere Millionen in noch früherer Zeit. — Ontario produzierte 1911 etwa 230 000 t Eisenerz; etwas stammt auch aus den anderen kanadischen Staaten, ziemlich viel aus Neufundland, nämlich von 1895 bis 1908 etwa 7 Mill. t Eisenerz. — Für die ganze Reihe „anderer Länder" darf man in Summa mindestens 100 Mill. t und höchstens 250 Mill. t rechnen.

Zusammenstellung der Eisenerzgebiete mit der größten Produktion in den letzten Jahren.

1. Das Lake-Superior-Gebiet (siehe S. 551); Produktion 1910 43,4 Mill. t Eisenerz (= etwa 23 Mill. t Eisen).

2. Das deutsch-französische Minettegebiet (siehe S. 491); Lothringen mit 16,65 Mill. t Eisenerz (1910); Luxemburg mit 8,9 Mill. t (1909) und Meurthe-et-Moselle mit 10,67 Mill. t (1909); gibt zusammen 35,5 Mill. t Eisenerz (= 12 Mill. t Eisen).

3. Die oolithischen Eisenerze in Cleveland, Northamptonshire, Lincolnshire und North East Yorkshire (siehe S. 510); in den letzten Jahren ungefähr 10 Mill. t Eisenerz (= etwa 3 Mill. t Eisen) jährlich.

4. Bilbao (siehe S. 327); jährlich etwa 4,5 Mill. t Eisenerz (= etwa 2,25 Mill. t Eisen).

5. Norrbotten in Schweden (siehe Bd. I, S. 266—274); jetzt jährlich etwa 3,5 Mill. t Eisenerz (= etwa 2,2 Mill. t Eisen); in den folgenden Jahren mehr.

6. Die Clinton-Erze in den Vereinigten Staaten (siehe S. 517); ungefähr 5 Mill. t Eisenerz (= ungefähr 2 Mill. t Eisen).

7. Kriwoj Rog in Südrußland (siehe S. 547); 1907 3,75 Mill. t Eisenerz (= etwa 2 Mill. t Eisen).

8. Zentral-Schweden, mitgerechnet Grängesberg (siehe Bd. I, S. 273; 375—390); etwa 2,0 Mill. t Eisenerz (= etwa 1,1 Mill. t Eisen).

9. Siegerland (siehe S. 298); 1910 2,3 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,8 Mill. t Eisen).

10. Cumberland und Lancashire in England (siehe S. 319); jährlich etwa 1,7 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,8 Mill. t Eisen).

11. Eisenerz in Steiermark (siehe S. 314); 1910 1,7 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,7 Mill. t Eisen).

12. Ural (siehe Bd. I, S. 356—365); 1906 1,24 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,6 Mill. t Eisen).

13. Santander 1907 1,44 Mill. t Eisenerz.

14. Murcia 1907 1,03 Mill. t Eisenerz.

15. Almeria 1907 0,84 Mill. t Eisenerz.

16. Algier 1910 1,06 Mill. t Eisenerz.

17. Oberungarn; Spateisenstein (siehe S. 304); jährlich etwa 1 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,4 Mill. t Eisen).

18. Lahn- und Dillgebiet (siehe S. 561); 1910 1,0 Mill. t Eisen (= 0,41 Mill. t Eisen).

19. Peine (siehe S. 535); jährlich etwa 0,8 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,3 Mill. t Eisen).

20. Schottische Blackbands (siehe S. 524); jährlich gegen 0,8 Mill. t Eisenerz (= gegen 0,3 Mill. t Eisen).

21. Nučitz in Böhmen (siehe S. 529); jährlich etwa 0,65 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,2 Mill. t Eisen).

Die beiden wirtschaftlich wichtigsten Eisenerzgebiete, nämlich die Umgegend des Lake Superior in Amerika und Lothringen-Luxemburg

nebst Meurthe-et-Moselle in Europa, liefern zusammen gegenwärtig etwas über die Hälfte (rund 55 Proz.) der jährlichen Eisenerz-, bezw. Eisenproduktion.

Die sieben ersten oben aufgezählten Gebiete ergeben mindestens drei Viertel der Eisenerz- bezw. Eisenproduktion, und aus den obigen 21 Gebieten stammen rund neun Zehntel der Totalproduktion. Der Rest, also etwa 10 Proz., verteilt sich auf eine erhebliche Anzahl kleinerer Gebiete.

Ueber die Eisenerzproduktion der einzelnen Länder.

Die Eisenerzproduktion der Vereinigten Staaten (siehe Bd. I, S. 273, 370 und Bd. II, S. 340, 517, 551) betrug 1910:

Lake-Gebiet	Minnesota	31,97 Mill. t (long tons)
	Michigan	13,30 „ „
	Wisconsin	1,15 „ „
Alabama		4,80 „ „
New York		1,29 „ „
Virginia		0,90 „ „
Kalifornien, Colorado, New Mexiko, Washington und Wyoming		0,86 „ „
Pennsylvanien		0,74 „ „
Tennessee		0,73 „ „
New Jersey		0,52 „ „
Georgia		0,31 „ „
Eingerechnet eine Reihe anderer Staaten mit kleinerer Förderung — in Summa		56,89 „ „

Deutsches Reich siehe Tabelle S. 578.

Großbritannien und Irland. Die Eisenerzproduktion erreichte ihren Höhepunkt in den Jahren 1871—1884, mit meist 16 bis 17 Mill. t jährlich; sank dann im Anfange der 1890er Jahre auf 12 bis 13 Mill. t, ist aber später wiederum gestiegen, so in den Jahren 1906—1910 auf 15—16 Mill. t jährlich. — In dem letzten Jahrzehnt wurden jährlich meist 6—7, in einem Jahre (1907) sogar fast 7,8 Mill. t Eisenerz importiert, und zwar wesentlich Bessemererze aus Spanien.

Das wichtigste Erzgebiet bilden die oolithischen Erze (S. 510) in Cleveland, Northamptonshire u. s. w. mit einer jährlichen Produktion in Cleveland von 6,07 Mill. t (in 1908), in Northamptonshire etwa 2,5 Mill. t (in 1907); allein in Cleveland waren bis 1909 rund 250 Mill. t gewonnen worden. Es folgt das Cumberlandgebiet (S. 317) mit jährlich etwa 1,7 Mill. t. — Außerdem gibt es eine Reihe andere, aber kleinere Grubenfelder.

Ueber die Ton- und Kohleneisensteine siehe unten S. 583.

Die Eisenerzproduktion Frankreichs verteilte sich im Jahre 1909 folgendermaßen auf die verschiedenen Landesteile:

Meurthe-et-Moselle	10 673 000 t
Pyrénées orientales	277 900 „
Calvados	220 000 „
Orne	196 900 „
Haute-Marne	74 400 „

Aveyron	49 000 t
Gard	40 000 „
Maine-et-Loire	29 700 „
Ariège	25 000 „
Ardèche	7 400 „

Die Minette liefert somit mehr als neun Zehntel des Gesamtquantums.

Eisenerzförderung im Gebiete des Deutschen Reiches in den Jahren 1909 und 1910 nach Wirtschaftsgebieten.

Wirtschaftsgebiete		Jahresförderung von rohem Eisenerz	
		Menge, einschließlich des natürlichen Nässegehalts	Durchschnittlicher Eisengehalt nach Abzug des natürlichen Nässegehalts
		t	Proz.
Aachener Kohlenkalkbezirk	1909	5 064	35,1
	1910	9 526	35,4
Eifelkalkbezirk (1909 und 1910 ohne Förderung)		—	—
Bergischer Kalkbezirk	1909	22 917	32,6
	1910	17 466	34,2
Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk	1909	2 045 321	34,9
	1910	2 281 039	35,1
Nassauisch-Oberhessischer (Lahn- und Dill-) Bezirk	1909	907 461	41,0
	1910	1 004 263	40,9
Taunusbezirk, einschließlich der Lindener Mark	1909	262 106	23,5
	1910	278 055	24,0
Vogelsberger Basalteisenerzbezirk	1909	415 209	26,9
	1910	503 691	27,2
Waldeck-Sauerländer Bezirk	1909	30 024	27,6
	1910	28 194	25,9
Schafberg-Hüggeler (Osnabrücker) Bezirk	1909	210 432	29,0
	1910	261 461	28,2
Wesergebirgsbezirk	1909	121 943	34,0
	1910	138 522	34,3
Subherzynischer Bezirk (Peine, Salzgitter)	1909	797 487	28,9
	1910	840 489	29,1
Harzer Bezirk	1909	103 928	30,5
	1910	93 517	29,6
Raseneisenerzbezirk	1909	21 934	28,5
	1910	29 756	27,9
Schlesischer Bezirk	1909	268 213	29,5
	1910	272 579	29,6
Thüringisch-Sächsischer Bezirk	1909	185 791	38,5
	1910	237 870	38,4
Bayerischer und Württembergisch-Badischer Bezirk	1909	290 825	45,7
	1910	316 194	46,0
Lothringischer Minettebezirk	1909	14 441 208	28,5
	1910	16 652 143	28,8
Deutsches Reich	1909	20 129 863	30,0
	1910	22 964 765	30.2

Die Produktion Rußlands verteilte sich im Jahre 1906 in folgender Weise:

Südrußland	3 656 051 t
Ural	1 242 000 „
Königreich Polen	300 905 „
Moskauer Becken	137 470 „
Nordgebiet	7 710 „
Sibirien	6 940 „
Kaukasus	1 900 „

Die wichtigsten Erzgebiete Spaniens waren 1907:

Vizcaya (Biscaya)	4 736 193 t
Santander	1 437 707 „
Murcia	1 033 022 „
Almeria	844 676 „
Sevilla	302 957 „
Lugo	292 054 „
Teruel	215 845 „

Eingerechnet eine Anzahl anderer Gebiete erreichte das ganze Land eine Produktionshöhe von 9 196 178 t.

Bilbao (in Biscaya) lieferte vor 1800 gegen 20 Mill. t, von 1800 bis 1860 etwa 3 Mill. t. Der Export von Bilbao betrug 1860 70 000 t; 1865 102 000 t; 1870 250 000 t; in den letzten 32 Jahren vor 1908 (siehe S. 328) wurden 150 Mill. t gefördert. Die Gesamtproduktion Bilbaos bis Ende 1912 betrug somit rund 200 (oder etwa 190 bis 200) Mill. t Eisenerz.

Schweden (siehe Bd. I, S. 271, 388—390).

Oesterreich. Das wichtigste Erzgebiet ist Eisenerz in Steiermark (siehe S. 314) mit einer Produktion bis Ende 1911 von 42—43 Mill. t Erz. — Siehe ferner S. 315 und 529.

Belgien. Die einheimische Eisenerzproduktion, die in den Jahren 1836—1908 in Summa 30 846 000 t betrug, erreichte ihren Höhepunkt schon in den 1850er und 1860er Jahren, mit einer jährlichen Produktion von meist zwischen 0,7 und 0,8 Mill. t (Maximum 1,02 Mill. t im Jahre 1865). — In den letzten 30 Jahren beträgt die einheimische Produktion bald etwas mehr und bald etwas weniger als 0,2 Mill. t jährlich. — Die bedeutende belgische Eisenindustrie beruht fast ausschließlich auf importierten Erzen. — Die einheimischen Eisenerzvorkommen sind nicht erschöpft, sondern — mit einigen Ausnahmen — gegenüber dem Importerz nicht konkurrenzfähig.

Ueber die größten bisher bekannten Eisenerzlagerstätten und über die bisherige Gesamtproduktion einiger Eisenerzlagerstätten.

Die Itaberitlagerstätten in Brasilien, besonders in Minas Geraes (siehe S. 549), werden als die größten bisher bekannten Eisenerzlagerstätten betrachtet; der schwierigen Transportbedingungen wegen liegen aber die Lagerstätten fast unberührt. Nach Zeitungsberichten soll jetzt ein moderner Transport projektiert worden sein.

Dann folgen, soweit bisher bekannt:
das Lake-Superior-Gebiet (siehe S. 551);
das deutsch-französische Minette-Gebiet (siehe S. 491);
Norrbotten, besonders Kiirunavaara, in Schweden (siehe Bd. I, S. 266—272). —

Kiirunavaara ist diejenige Lagerstätte, wo die größte Eisenerzmenge mit einem ganz ausnahmsweise hohen Eisengehalte innerhalb eines engbegrenzten Gebiets vorhanden ist.

Das Lake-Superior-Gebiet (siehe S. 551) produzierte, alles in allem, von 1849 bis Ausgang 1910 493 Mill. t Eisenerz (= etwa 280 Mill. t Eisen).

Das deutsch-französische Minettegebiet (siehe S. 491) lieferte alles in allem bis Ausgang 1911 ungefähr 550 Mill. t Eisenerz (= ungefähr 180 Mill. t Eisen).

Bilbao hat bisher (siehe S. 327 und 579) 190 bis 200 Mill. t Erz (= etwa 100 Mill. t Eisen) produziert.

Cleveland (siehe S. 510) ergab bisher etwa 250 Mill. t Eisenerz (= etwa 80 Mill. t Eisen).

Die schottischen Blackbands lieferten bisher etwa 110 Mill. t Eisenerz.

Eisenerz in Steiermark (siehe S. 314): bisher 42—43 Mill. t Eisenerz (= etwa 17 Mill. t Eisen).

Ueber die Eisenerzvorräte der Welt.

Gelegentlich des XI. Internationalen Geologenkongresses zu Stockholm (1910) wurde der Versuch gemacht, die Eisenerzvorräte der Welt zu berechnen. Wenn man auch hierbei die Erze, je nach dem Stande der Aufschlüsse, in verschiedene Gruppen einteilte, so zeigt doch das Studium des im übrigen ausgezeichneten Werkes[1]), daß in den verschiedenen Ländern von recht verschiedenen Gesichtspunkten aus die Berechnung vorgenommen wurde und daß sich deshalb die auf diese Weise gewonnenen Zahlen nicht ohne weiteres miteinander vergleichen lassen. Diese Einschränkung ist notwendig zur kritischen Benutzung der folgenden Tabellen. — Dabei sind die Eisenerzlagerstätten, besonders in Australien, Asien und Afrika, so wenig erforscht, daß die Zahlen für diese Weltteile wenig brauchbar sind.

Für Schweden, wo die Eisenerzinventur sorgfältig ausgeführt worden ist, hat sich in der kurzen Zeit seit dem Kongreß 1910 in Stockholm ergeben, daß die angegebenen Zahlenwerte zu niedrig sind.

Die Tabellen eignen sich somit nicht als Grundlage eingehender staatswirtschaftlicher Betrachtungen. — Sicher ergibt sich, daß die Eisenerzvorräte nicht nur der anderen Weltteile, sondern auch Europas riesenhafte sind. Selbst unter der Voraussetzung einer zukünftigen Verdoppelung der Eisenproduktion in 20—25jährigen Perioden werden die jetzt

[1]) The Iron Ore Resources of the World. (2 große Bände.) Stockholm 1910.

bekannten Vorräte für einige Jahrhunderte ausreichen. Ferner muß berücksichtigt werden, daß die zukünftige Entwicklung der Technik den Abbau in größeren Tiefen als jetzt ermöglichen wird; dabei darf man in der Zukunft eine weitergehende mechanische Aufbereitung ärmerer Erze voraussetzen; die elektrische Schmelzung bedingt schon jetzt den Abbau vieler Erzlagerstätten in der Nähe von großen Wasserkräften, aber in großer Entfernung von Kohlenfeldern; auch darf man für die Zukunft mit der Entdeckung neuer Riesenvorkommen rechnen.

Mehrere der jetzt wichtigen Erzlagerstätten werden unzweifelhaft schon in naher Zeit erschöpft sein; eine fernere Zukunft wird aber ziemlich sicher eine bedeutende Verschiebung der Eisenindustriezentren aufweisen — und eine „Eisenerznot" ist für die nächsten Jahrhunderte nicht zu befürchten.

Die Eisenerzvorräte Europas.

	Tatsächlich nachweisbare Reserven		Möglicherweise vorhandene Reserven		
	Erzmenge in Mill. t	Eiseninhalt in Mill. t	Erzmenge in Mill. t	Eiseninhalt in Mill. t	
Frankreich	3 300	1 140	—	—	—
Luxemburg	270	90	—	—	—
Spanien	711	349	bedeut. Mengen	—	—
Portugal	—	—	75	39	—
Italien	6	3,3	2	1	—
Schweiz	1,6	0,8	2	0,8	—
Oesterreich	251	90	323	97	—
Ungarn	33	13	79	34	—
Bosnien und Herzegowina	—	—	22	11	—
Serbien	—	—	—	—	—
Bulgarien	—	—	1,4	etwa 0,7	—
Griechenland	100	45	—	—	—
Türkei	—	—	—	—	—
Rußland (europäisches)	864	387	1 056	425	+ bedeutende Mengen
Finnland	—	—	45	16	—
Schweden	1 158	740	178	105	—
Norwegen	367	124	1 545	525	—
Großbritannien	1 300	455	37 700[1])	10 830[1])	—
Holland	—	—	—	—	—
Belgien	62	25	—	—	—
Deutschland	3 608	1 270	bedeutende Mengen		—
Zusammen	12 032	4 733	41 029 + bedeutende Mengen	12 085 + bedeutende Mengen	—

1) Diese Zahlen sind nicht mit den anderen zu vergleichen.

Die Eisenerzvorräte der Vereinigten Staaten.

Bezirk	Erzmenge tatsächlich nachweisbar in Mill. t	Erzmenge möglicherweise vorhanden in Mill. t
A. Die östliche Region:		
Archäische Magnetite, Derberz	20	30
„ „ Konzentrate	40	10
Adirondack, rote Hämatite	2	2
Pennsylvania, weiche Hämatite	40	—
Cambrisch-ordovicische braune Hämatite	65	181
Mesozoische und tertiäre braune Hämatite	10	15
Alabama, braune und rote Hämatite	27,5	27,5
Clinton, rote Hämatite	505	1 368
Karbonatische Erze	—	308
B. Lake-Superior-Gebiet:		
Eisenglanz und rote Hämatite, braune Hämatite u. s. w.	3500	72 000
C. Mississippital:		
Eisenglanz und rote Hämatite	15	5
Paläozoische braune Hämatite	30	45
Tertiäre braune Hämatite	—	780
D. Das Kordillerengebiet:		
Magneteisen und Hämatite	3	116
Titanhaltige Erze	—	218
Zusammen	4258	75 105

Weltvorrat an Eisenerz.

	Tatsächlich nachweisbare Reserven		Möglicherweise vorhandene Reserven		
	Erzmenge in Mill. t	Eiseninhalt in Mill. t	Erzmenge in Mill. t	Eiseninhalt in Mill. t	
Europa	12 032	4 733	41 029	12 085	+ bedeutende Mengen
Amerika	9 855	5 154	81 822	40 731	+ enorme Mengen
Australien	136	74	69	37	+ bedeutende Mengen
Asien	260	156	475	283	+ enorme Mengen
Afrika	125	75	viele Tausende	viele Tausende	+ enorme Mengen
Zusammen	22 408	10 192	>123 377	>53 136	+ enorme Mengen

Verteilung der Eisenerzproduktion auf die verschiedenen Lagerstättengruppen.

Der überwiegende Teil der Eisenerzproduktion stammt aus sedimentären Vorkommen; und unter diesen spielen wiederum die oolithischen Eisenerze, besonders aus der Juraformation, eine sehr hervorragende Rolle. — So gehört hierher das bekannte jurassische

Minettefeld in Lothringen, Luxemburg und Meurthe-et-Moselle, in den letzten Jahren (siehe S. 491) mit zusammen jährlich etwa 36 Mill. t Eisenerz (= etwa 12 Mill. t Eisen). Ferner das ebenfalls jurassische Feld in Cleveland, Northamptonshire, Lincolnshire und North East Yorkshire mit zusammen etwa 10 Mill. t Eisenerz (= etwa 3,5 Mill. t Eisen). Die geologisch ziemlich ähnlichen, freilich obersilurischen Clintonerze in den Vereinigten Staaten liefern jährlich etwa 5 Mill. t Eisenerz (= etwa 2 Mill. t Eisen).

Berücksichtigen wir außerdem eine Reihe anderer Vorkommen, so erhalten wir in Summa für 1910 etwa 55 Mill. t Eisenoolithe (mit einem Inhalt von ungefähr 20 Mill. t Eisen), also entsprechend fast 40 Proz. der Gesamteisenerzförderung oder rund 30 Proz. der ganzen Eisenproduktion.

Die Bohnerze sind von untergeordneter Bedeutung und erreichen zusammen wohl nicht einmal 1 Proz. der Weltproduktion.

Die Kohlen- und Toneisensteine waren vor einigen Jahrzehnten von hervorragender Bedeutung, besonders für England und Schottland, wo sie um die Mitte des 19. Jahrhunderts sogar etwa drei Viertel der einheimischen Erzproduktion lieferten; auch in Westfalen und vielen anderne Kohlengrubengebieten spielten sie eine Rolle. In den späteren Jahren ist aber der Betrieb auf diesen Lagerstätten der höheren Kosten wegen stark zurückgegangen, und an einigen Punkten auch völlig zum Erliegen gekommen. So betrug die Förderung derartiger Erze in Westfalen 1865 nicht weniger als 1 154 000 t (siehe S. 522), jetzt ist sie völlig eingestellt. — In Südwales fiel die Produktion von 1 100 000 t im Jahre 1872 auf nur 40 000 t im Jahre 1890; in Süd-Staffordshire von 715 000 t 1875 auf nur 41 000 t 1890; in Derbyshire von 493 000 t 1871 auf nur 24 000 t 1890; ähnliche Abnahme ergeben auch mehrere andere englische Grafschaften, und im ganzen liefert England jetzt nur eine unwesentliche Menge derartiger Erze. — In Schottland, wo im ganzen 110 Mill. t Blackbands (nach H. Louis, The Iron Ore Resources of the World, Stockholm 1910, II, S. 638) und im Jahre 1881 1 402 700 t Blackband- und 1 192 675 t Toneisensteine, zusammen also 2 595 375 t Eisenerz produziert wurden, ist der Betrieb ebenfalls stark zurückgegangen, und zwar 1894 auf nur 631 304 t fast nur Toneisenstein und nur wenig Kohleneisenstein. Noch vor einigen Jahren lieferte Schottland gegen 800 000 t Kohlen- und Toneisenstein. Hierzu kommt noch eine kleine Menge aus einigen anderen Ländern, so daß diese Kategorie von Eisenerzen in der Gegenwart ungefähr ein Prozent der Totalförderung ergibt.

Die Chamoisite und Thuringite (siehe S. 528) liefern insgesammt ebenfalls ungefähr 1 Proz. der Gesamtförderung.

Die Eisenerztrümmer-Lagerstätten (siehe S. 533) geben nur ein oder nicht ganz ein Prozent der Gesamtförderung. — Die rezenten Eisenerz- oder Titaneisenerzsande sind zurzeit wirtschaftlich ohne oder nur von einer ganz untergeordneten Bedeutung.

Die See- und Wiesenerze lieferten in den letzten Jahren nur etwa 35 000 t jährlich, das ist 0,025 Proz. der Gesamtförderung.

Anderseits sind mehrere der Eisenerzlager im Grundgebirge und in altpaläozoischen kristallinen Schiefern von hervorragender Bedeutung. So liefern allein die Lake-Vorkommen, die als umgelagerte Sedimente zu betrachten sind, jetzt (1910) nicht weniger als 43,4 Mill. t Eisenerz (= etwa 23 Mill. t Eisen), also rund 30 Proz. der gesamten Eisenerz- oder rund 35 Proz. der gesamten Eisenproduktion.

Kriwoj Rog produziert jährlich 3,5 bis 4 Mill. t (1907 3,7 Mill. t). — Dazu kommt ein kleinerer Betrieb in den nordnorwegischen Eisenglimmer- und Magnetit-Quarz-Schiefern und auf einigen anderen hierhergehörigen Vorkommen. Diese Gruppe liefert demnach zusammen fast 40 Proz. der gesamten Eisenproduktion.

Unter den metasomatischen Lagerstätten produziert Bilbao jährlich etwa 4,5 Mill. t Eisenerz (= etwa 2,25 Mill. t Eisen); Cumberland-Lancashire etwa 1,7 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,8 Mill. t Eisen); Eisenerz in Steiermark etwa 1,7 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,7 Mill. t Eisen). Ferner gehören hierher mehrere der Vorkommen in Algier (1910 mit 1,06 Mill. t), in Polen (1906 mit 0,3 Mill. t); abgesehen von Bilbao auch mehrere wichtige Vorkommen in Spanien, außerdem mehrere in Oesterreich, Ungarn, Deutschland, Frankreich, den Vereinigten Staaten, Norwegen (Fehn) u. s. w. Gegenwärtig stammen somit aus den metasomatischen Vorkommen etwa 12—15 Mill. t Eisenerz (= etwa 5—7 Mill. t Eisen).

Unter den Spateisensteingängen steht in erster Linie Siegen mit jährlich etwa 2,3 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,8 Mill t Fe), dann folgt Oberungarn mit jährlich etwa 1 Mill. t Eisenerz (= 0,4 Mill. t Fe). Eingerechnet einige kleinere Gänge ergeben sich rund 4 Mill. t Eisenerz (= etwa 1,4 Mill. t Eisen). — Die Gänge mit überwiegend Roheisenstein, Eisenglanz und Magnetit sind von untergeordneter Bedeutung.

Zu den Kontaktvorkommen rechnen wir Elba (siehe Bd. I, S. 365; jetzt mit einer Jahresproduktion von etwa 0,45 Mill. t und mit einem Erzvorrat von 5 bis 6 Mill. t), ferner das Banat (jährlich 0,12 bis 0,15 Mill. t Eisenerz), außerdem eine Reihe kleinerer Vorkommen (Traversella-Brosso, Schwarzenberg, Schmiedeberg, Pitkäranta, Kristianiagebiet u. s. w.) und mehrere nordamerikanische Vorkommen, die freilich zurzeit von untergeordneter wirtschaftlicher Bedeutung sind. Ferner gehören hierher nach unserer Auffassung mehrere der Hauptvorkommen im Ural (1906 1,24 Mill. t Eisenerz), außerdem die Vorkommen im Grundgebirge zu Arendal (jetzt jährlich etwa 25 000 t Eisenerz), und die Vorkommen Dannemora-Persberg u. s. w. im zentralen Schweden (siehe Bd. I, S. 381 bis 385; mit jährlich etwa 0,75 Mill. t Eisenerz). Dies gibt zusammen etwa 3 Mill. t Eisenerz (= etwa 1,5 Mill. t Eisen).

Die magmatischen Ausscheidungen von Titaneisenerzen in basischen Eruptivgesteinen sind zurzeit wirtschaftlich von ganz untergeordneter Bedeutung. Eine norwegische Grube (Rödsand, siehe Bd. I, S. 255) liefert nach magnetischer Separation jährlich etwa 15 000 t titanarmen Schlich mit etwa 64 Proz. Eisen; auch gibt es ein paar andere hierhergehörige Vorkommen, die im Kleinbetrieb stehen; alles in allem liefern sie jedoch höchstens 0,1 Proz. der Weltproduktion.

Dagegen ist die „Eisen- und Apatiteisengruppe", deren Erze wir als magmatische Ausscheidungen in sauren Eruptiven auffassen (siehe Bd. I, S. 257—274), von hoher Bedeutung. So liefern die Norrbottenvorkommen jetzt etwa 3,5 Mill. t Eisenerz (= etwa 2,2 Mill. t Eisen), und in den nächsten Jahren wird die Förderung noch größer, Grängesberg und andere Apatit-Eisenerze im zentralen Schweden etwa 0,8 Mill. t Eisenerz (= etwa 0,5 Mill. t Eisen); dazu kommt Sydvaranger im nördlichen Norwegen (in 1912 mit 0,25 Mill. t Briketts und Schlich, enthaltend etwa 67 Proz. Eisen, und in einigen Jahren wahrscheinlich etwa $^2/_3$ Mill. t jährlich); ferner mehrere im Großbetrieb stehende Vorkommen in den Adirondacks in den Vereinigten Staaten. Vielleicht sind auch die sogenannten „Torrstenar" (Dürrerze) vom Typus Striberg-Norberg (siehe Bd. I, S. 379—380) im zentralen Schweden hierher zu rechnen. Im Ganzen liefert diese Gruppe also jetzt jährlich etwa 6 Mill. t Eisenerz (= etwa 3,5 Mill. t Eisen).

Der Anteil der verschiedenen Lagerstättengruppen an der jährlichen Produktion von Eisen verteilt sich demnach in der Gegenwart prozentual ungefähr wie folgt:

Magmatische Ausscheidungen	Titaneisenerzgruppe	höchstens	0,1	Proz.
	Eisen- und Apatiteisenerzgruppe	etwa	5—6	„
Kontaktvorkommen		„	2,5	„
Spateisengänge			2—2,5	„
Andere Gänge			wenig	
Metasomatische Vorkommen		etwa	8—10	Proz.
Sedimentäre Vorkommen	See- und Wiesenerze		0,025	„
	Bohnerze	vielleicht	1	„
	Eisenoolithe	rund	30	„
	Kohlen- und Toneisensteine . .	etwa	1	„
	Chamoisit und Thuringit . . .	„	1	„
	Eisentrümmererz	nicht ganz	1	„
	im Grundgebirge	beinahe	40	„
Kiesabbrände, alte Schlacken u. s. w.		etwa	2	„
Unbekannt		„	10	„

Diese Uebersicht gibt jedenfalls ein annähernd zutreffendes Bild der gegenwärtigen Produktion von Eisenerz. Weil aber der Bergbau von der Konkurrenz abhängig ist, sind viele bedeutende Eisenerzlagerstätten außer Betrieb, so z. B. die großartigen Vorkommen in Brasilien (wegen schwieriger Transportbedingungen) und fast alle, zum Teil sehr bedeutenden Titaneisenerzvorkommen (aus metallurgischen Rücksichten). Die Kohlen- und Toneisensteine werden der hohen Produktionskosten wegen nur schwach betrieben.

Die obige Uebersicht ist trotzdem sehr überzeugend. Es ist unleugbar, daß die sedimentären Vorkommen die unvergleichlich wichtigsten sind; dasselbe ist auch, wie wir unten erörtern werden, bei Mangan der Fall. — Bei beiden einander chemisch so nahestehenden Metallen sind unter den sedimentären Bildungen gerade die

oolithischen am meisten verbreitet, und zwar sind diese im wesentlichen nach Art der See- und Wiesenerze entstanden.

Auch durch magmatische Differentiationserscheinungen, Kontaktvorgänge, Spaltenausfüllungen, metasomatische Prozesse u. s. w. sind viele großartige Lagerstätten (Kiirunavaara, Siegerland, Bilbao u. s. w.) gebildet worden. Im großen ganzen gerechnet tritt jedoch die auf diese Weise entstandene Konzentration des Eisens etwas in den Hintergrund, wenn man sie vergleicht mit den durch lange Zeiträume hindurch stattgefundenen hydrochemischen Vorgängen an der Erdoberfläche.

Eisen und Mangan nehmen insofern unter den Schwermetallen eine besondere Stellung ein, als die sedimentäre Entstehung für die übrigen durchgängig von relativ untergeordneter Bedeutung ist; bei vielen Metallen, wie z. B. Chrom, Nickel, Zinn u. s. w., kennen wir überhaupt keine primäre Lagerstätte, die durch Sedimentation entstanden ist.

Die Ursache dieser Sonderstellung der Lagerstätten des Eisens und des Mangans dürfte hauptsächlich darin liegen, daß die anderen Schwermetalle erheblich spärlicher als Eisen und Mangan in den Gesteinen verbreitet sind. Die Wässer der Erdoberfläche führen leicht etwas Eisen und etwas Mangan in Lösung über. Die anderen Schwermetalle sind aber — mit wenigen Ausnahmen (siehe z. B. S. 470) — so spärlich in den Gesteinen vorhanden, daß die Gehalte in den durch die Verwitterung entstandenen Wässern durchgängig sehr gering sind.

In den rezenten chemischen Absätzen finden wir allerdings einen geringen Gehalt an Nickel, Kobalt, Zink, Kupfer u. s. w. Abgesehen von den Garnierit- und Asbolanlagerstätten, welche aus Gesteinen mit verhältnismäßig hohem Nickel- und Kobaltgehalt entstanden sind, scheinen aber rezente, durch die Verwitterungswässer gebildete chemische Absätze völlig zu fehlen; oder sie spielen jedenfalls nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Um eine so starke Konzentration von Kupfer, Blei, Zink, Zinn u. s. w. herbeizuführen, daß wirkliche Lagerstätten entstehen, sind energischere chemische Agentien nötig als diejenigen, über welche die Verwitterungswässer verfügen. Die an und für sich ziemlich seltenen sedimentären Vorkommen von Kupfer, Blei, Zink u. s. w. dürften demnach darauf beruhen, daß die betreffenden Schwermetalle durch in großer Tiefe stattfindende Vorgänge in Lösungen überführt wurden, welche später an die Erdoberfläche traten, oder sie gelangten durch eruptive Exhalationen u. s. w. an die Oberfläche.

Manganerzlager.

Wie schon bei der Besprechung der See- und Wiesenerze (siehe S. 471 bis 477) hervorgehoben wurde, läßt sich ein allmählicher Uebergang zwischen den Eisen-See- und Wiesenerzen einerseits und den **Mangan-See- und Wiesenerzen** anderseits nachweisen.

Die Gesteine enthalten durchschnittlich etwa 40—70mal so viel Eisen wie Mangan (siehe Bd. I, S. 142). Beide Metalle gehen bei der Verwitterung jedenfalls annähernd gleich leicht in Lösung. Diejenigen Lösungen, von denen die Mangan-See- und Wiesenerze abgesetzt wurden, dürften somit anfänglich, selbst wenn sie aus relativ manganreichen und eisenarmen Gesteinen (Sand, Ton u. s. w. einbegriffen) stammen, im allgemeinen mehr Eisen als Mangan enthalten haben. Wie bereits erörtert (siehe S. 469), scheidet sich durch die Oxydation Eisen früher als Mangan aus. In Uebereinstimmung hiermit kann man bei den manganreichen See- und Wiesenerzen gelegentlich nachweisen, daß der Eisenocker früher als der Manganocker abgesetzt worden ist (siehe S. 473).

Ausnahmsweise hat man Quellen kennen gelernt, die das Mehrfache an Mn als an Fe führten. So beschrieb M. Weibull[1]) (zu Alnarp bei Lund) ein Brunnen- oder Quellwasser, das zu den verschiedenen Jahreszeiten pro Liter meist zwischen 4 und 69 mg MnO neben nur Spuren (0,1 oder 0,2) bis gelegentlich 7 mg FeO enthielt; im Verhältnis kam hier auf 1 Mn meist nur $^1/_{10}$ bis $^1/_{100}$ oder noch weniger Eisen. Nach zweijährigem Stehen in einer geschlossenen Flasche schied dies Wasser einen Manganocker mit 43 Proz. Mn und 1,2 Proz. Fe aus, also mit fast vierzigmal so viel Mn wie Fe. — Weibull zitiert dabei aus der Literatur einige andere, allerdings sehr seltene Angaben über Wasser mit relativ viel Mangan neben wenig Eisen.

Kleine Absätze von eisenarmem oder fast eisenfreiem Manganocker im Glazialschutt und sonstigen Ablagerungen von Geröllen, Sand u. s. w. sind überaus häufig und auch öfter beschrieben worden; so verweisen wir auf eine Abhandlung von G. de Geer über ein Vorkommen von Manganocker (mit 73,19 Proz. Mn_3O_4, 16,27 Proz. H_2O, 7,24 Proz. Rückstand und nur Spuren von Eisen) in dem „Upsala-Ås" (Geol. Fören Förh. 1882, VI, S. 42—44).

Größere Ablagerungen von Wiesen- oder Rasenerzen, gelegentlich auch von Seeerzen mit überwiegend Mn neben sehr wenig Fe sind, wie S. 473 bis 474 besprochen, auch nicht allzu selten.

Beyschlag und Michael beschrieben (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907, S. 153) Manganablagerungen aus dem Alluvium der Oder bei Breslau.

Ein im großen ganzen ähnliches Vorkommen schildert F. Katzer[2]) aus den Niederungen des Mündungsgebietes des Amazonenflusses, wo Manganerz an zahlreichen Stellen innerhalb einer Fläche von rund 1000 km Länge und 500 km Breite nachgewiesen ist. Das Erz, und zwar hauptsächlich Psilomelan mit etwas Pyrolusit, erscheint in plattigen Massen mit schaliger Struktur von bisweilen 6 cm und mehr Stärke; es wird häufiger von etwas Limonit begleitet und kommt im Sand oder Sandstein („Mangansandstein", mit Manganerz als Bindemittel der Sandkörner) im gegenwärtigen Ueberschwemmungsgebiete des Amazonen-

---

[1]) Ein manganhaltiges Wasser und eine Bildung von Björnstorf in Schweden (Schonen). Lunds Universitets Årsskrift, Afd. 2, Bd. 2, 1907; und Zeitschr. f. Untersuchung der Nahrungs- und Genußmittel 1907, Bd. 14, Heft 6.

[2]) Ein eigentümliches Manganerz des Amazonengebietes. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1898, XLVI.

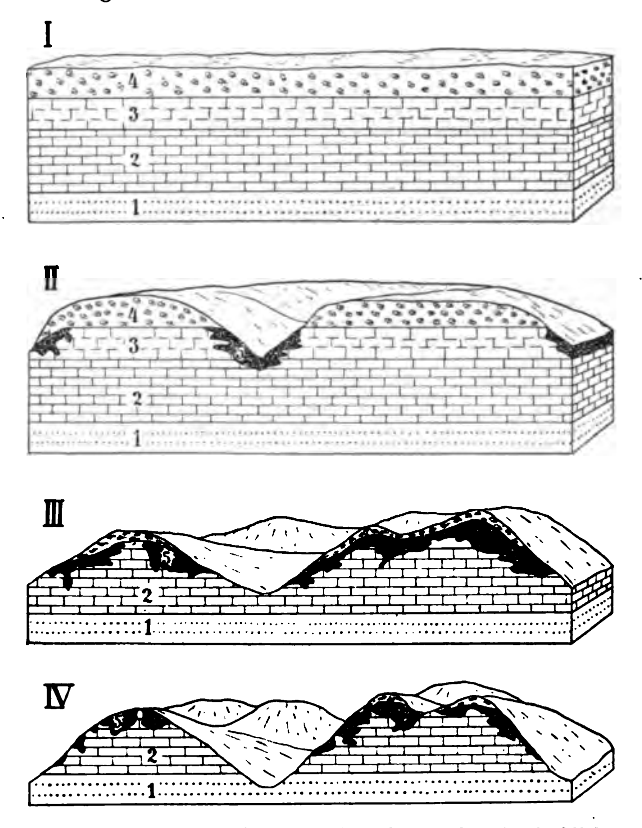
flusses vor, von dessen Wasser es abgesetzt worden ist. Die Gesamtmenge dieses Manganerzes ist bedeutend; an keiner Stelle wird es aber so reichlich konzentriert, daß an die Gewinnung gedacht werden kann. — Einige Analysen des Psilomelans zeigen einen auffallend hohen Bariumgehalt (1 Mn zu 0,19—0,27 Ba), dagegen nur sehr wenig Eisen. Es kommt auch ein hoher BaO-Gehalt in einer der oben (siehe S. 474) erwähnten Manganockerablagerungen vor; und das Manganerz von Kutais, Miguel Burnier in Brasilien, Chili und von vielen anderen Stellen enthält ebenfalls etwas BaO (siehe S. 590). — Auch auf den sedimentären Vorkommen wird also Mn mitunter von ziemlich viel Ba begleitet. — Seltener findet man in dem Manganerz etwas Nickel-, Kobalt-, Kupfer- u. s. w. Oxyd, und zwar anscheinend vorzugsweise Kobalt (siehe S. 590, 593).

In den jüngeren geologischen Formationen kennt man eine Reihe von Manganerzlagern, die sicher durch Sedimentation entstanden sind, und als alte Mangan-See- und Wiesenerze oder Flachseebildungen aufgefaßt werden müssen. Hier sind namentlich die unten näher beschriebenen tertiären Vorkommen zu Kutais — mit Haifischzähnen — und Nicopol in Rußland bemerkenswert. Aus dem geologischen Aufbau der beiden Gebiete ergibt sich, daß die Ablagerung des Manganerzes an beiden Stellen in seichtem Wasser — wahrscheinlich in großen Lagunen und in der Flachsee ziemlich nahe der Küste — stattgefunden hat. In bezug auf die Mächtigkeit und Erzquantität pro Quadratmeter Lagerfläche sind diese russischen tertiären Vorkommen ungefähr mit den mächtigsten rezenten, seit der Eiszeit entstandenen Mangan-Wiesen- oder Seeerzen zu vergleichen; so liefert z. B. die Kutaislagerstätte beim Betrieb durchschnittlich 0,96 t Erz mit 50—51 Proz. Mn pro Quadratmeter Lagerstätte, entsprechend einer wirklichen Erzmenge von etwa 1,5 t, und das kleine postglaziale Vorkommen von Mangan-Wiesenerz bei Glitrevand in der Nähe von Drammen (siehe S. 473) enthält an der mächtigsten Stelle etwa 1 t Manganerz mit 50 Proz. Mn pro Quadratmeter Lagerfläche. Ein wesentlicher Unterschied besteht aber in der Größe des Areals der Lagerstätten. — Die in Lösung zugeführte Manganmenge war bei Kutais riesenhaft.

Bei Nicopol tritt Gneis oder Granit in der nächsten Nähe der Lagerstätte und bei Kutais in etwas größerer Entfernung auf. Die Lösungen dürften wahrscheinlich aus diesen kristallinen Gesteinen herrühren. Ueberhaupt muß hervorgehoben werden, daß die Manganerzgänge und -lager — die metasomatischen, an Kalk oder Dolomit gebundenen Vorkommen nicht mitgerechnet — nicht besonders häufig an basische Gesteine geknüpft sind, vielmehr treten die meisten, wenn auch nicht alle, in genetischer Verknüpfung mit sauren Gesteinen (Gneis, Granit, Quarzporphyr u. s. w.) auf; wir verweisen diesbezüglich auf eine Zusammenstellung von Vogt (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 231—232). — Die sauren Gesteine führen durchschnittlich weniger Fe und Mn als die basischen. In den basischen ist jedoch Fe im großen ganzen relativ stärker als Mn konzentriert; die Folge davon ist, daß das gegenseitige Verhältnis zwischen Fe und Mn in den sauren Gesteinen im allgemeinen zu Gunsten von Mn verschoben worden ist. Die aus sauren Gesteinen herrührenden Lösungen dürften

demnach anfänglich in der Regel mehr Mn im Verhältnis zu Fe geführt haben als es bei den Lösungen aus basischen Gesteinen der Fall ist.

Bei den sedimentären Manganerzvorkommen darf im allgemeinen vorausgesetzt werden, daß die Lösungen anfänglich etwas mehr Eisen als Mangan enthielten, daß aber die Haupteisenmenge — neben relativ viel Phosphorsäure und Kieselsäure (siehe S. 469) — ziemlich früh zur Ausfällung gelangte. In Uebereinstimmung hiermit finden wir, daß die sedimentären Manganerzvorkommen der früheren Formationen, wie Kutais



I. Ungestörte Lagerung; II., III., IV. verschiedene Stufen der oberflächlichen Zersetzung und Denudation. 1. Sandstein; 2. Lizardkalkstein; 3. St. Claire-Kalkstein; 4. Boone Chert; 5. Manganerz führender Ton.

Fig. 151. Schematische Darstellung der Genesis der Manganerzlagerstätten von Batesville in Arkansas. (Nach Penrose.)

und Nicopol und die jetzigen Mangan-Wiesenerze, sich häufig durch einen hohen Mangangehalt neben nur relativ wenig Kieselsäure u. s. w. und durch ziemlich wenig Phosphorsäure kennzeichnen. Bei der Wechsellagerung von Itabirit und Manganerz zu Miguel Burnier in Brasilien darf angenommen werden, daß beide Arten von Erzen aus denselben Lösungen herstammen, derart, daß anfänglich hauptsächlich Eisenoxyd neben wenig Manganoxyd und später überwiegend Manganoxyd neben wenig Eisenoxyd ausgefällt wurde. Dieser Vorgang kann sich selbstverständlich häufig wiederholt haben.

Sedimentäre Manganerzvorkommen, die mit den rezenten Tiefsee-

ablagerungen von Manganknollen zu vergleichen sind, dürften ebenfalls vorkommen; sie scheinen aber sehr selten zu sein. Wir verweisen auf die unten folgende Beschreibung von Čevljanović in Bosnien.

Eine ganz andere Entstehung, nämlich Verwitterung oder Zersetzung, mit eluvialer Fortführung einiger Bestandteile, bei gleichzeitiger Anreicherung der Manganoxyde, hat R. A. F. Penrose in seiner großen Arbeit: Manganese, its Uses, Ores and Deposits[1]), erforscht. — Die von ihm studierten Manganerzvorkommen von Batesville in Arkansas erläutert er durch die umstehende schematische Darstellung (Fig. 151). Der zum Obersilur gehörige St. Claire-Kalkstein führt einen für Kalksteine ziemlich hohen Mangangehalt. Bei dem Angriff besonders von kohlensäurehaltigem Wasser wurde Kalkkarbonat mit etwas Magnesia-, Eisen- und Mangankarbonat in Lösung fortgeführt, während der Rest des Mangans in oxydischer Form, nämlich als Psilomelan und Braunit, mit einer tonigen Substanz zurückblieb. Durch Waschen wird der tonige Bestandteil beseitigt und das Verkaufsprodukt gewonnen. — Die Batesville-Vorkommen produzierten von 1850—1890 30 000—35 000 t Manganerz, und die größte Menge hiervon in den achtziger Jahren; die jährliche Produktion betrug höchstens nur etwa 3000 t Erz.

Es darf vorausgesetzt werden, daß entsprechende Bildungen auch in früheren geologischen Perioden entstanden sind; wirtschaftlich spielen sie jedoch nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Vorherrschend unter den sedimentären Manganlagerstätten dürften der Typus der Mangan-Wiesen- oder Seeerze und die Flachseebildungen sein. — Folgende Analysen von annähernd reinem Manganerz stammen aus einigen der zuletzt erwähnten Lagerstätten.

	Kutais	Miguel Burnier	
	Nr. 1	Nr. 2 a	Nr. 2 b
SiO_2	3,85	0,53	1,27
Fe_2O_3	0,61	2,50	4,03
MnO_2	86,25	80,62	79,40
MnO	0,47	5,47	6,23
Al_2O_3	1,74	2,21	1,45
CaO	1,73	0,70	Spur
MgO	0,20	1,05	0,05
BaO	1,54	2,30	1,90
$Na_2O + K_2O$	0,22	Spur	0,55
CuO	0,01	—	—
NiO	0,30	—	—
P_2O_5	0,32	0,07	0,05
S	0,23	—	—
SO_3	—	Spur	0,07
As_2O_3	—	—	0,03
CO_2	0,63	—	—
H_2O	1,85	4,95	4,74
Summe:	—	100,40	99,77

Nr. 1: bei 100° getrocknet; zitiert nach L. Demaret. — Nr. 2a, b: von Miguel Burnier in Brasilien; zitiert nach H. K. Scott.

[1]) Geol. Survey of Arkansas. Ann. Rep. 1890, Vol. I; gedruckt 1891.

Das Handelserz ist selbstverständlich im allgemeinen etwas ärmer an Mangan. So ergeben nach Holland and Fermor (unten zitierte Arbeit, Kalkutta 1910, S. 155) eine Reihe Durchschnittsanalysen von Schiffsladungen von Manganhandelserz:

	Kutais, Kaukasus		Indien			Brasilien	
				Zentral-Provinzen usw.	Vizagapatam		
Anzahl Schiffsladungen	77		26	22	4	25	
	Mit normaler Feuchtigkeit	Bei 100° getrocknet	Mit normaler Feuchtigkeit			Mit normaler Feuchtigkeit	Bei 100° getrocknet
Mn	45,3	49,6	50,5	51,3	46,0	44,6	50,3
Fe	0,76	0,83	6,3	5,5	10,3	3,4	3,8
SiO_2	9,3	10,2	5,7	6,1	3,1	1,8	2,0
P	0,147	0,161	0,126	0,096	0,291	0,046	0,052
Al_2O_3, CaO, u.s.w.	11,7	12,8	6,75	—	—	2,73	3,1
H_2O	8,7	—	0,72	0,71	0,76	11,4	—

Die 22 Schiffsladungen aus den Zentralprovinzen u. s. w. stammen aus den archäischen, lagerförmigen, wahrscheinlich sedimentären Vorkommen.

Uebersichten über die Manganerzvorkommen der Welt finden sich in dem S. 590 zitierten Werke von R. A. F. Penrose (1891) in einer Abhandlung von Léon Demaret, Les principaux gisements des minerais de manganèse du monde. Ann. des Mines de Belgique 1905, X; von Venator, Stahl und Eisen 1906 und nach Ländern bei P. Krusch, Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten, 1. Aufl. 1907, Teil III.

Manganerzlager in jungen, hauptsächlich tertiären Formationen.

Tertiäre südrussische Manganerzlager von Tschiatura im Gouvernement Kutais und von Nicopol im Gouvernement Jekaterioslaw.

Literatur.

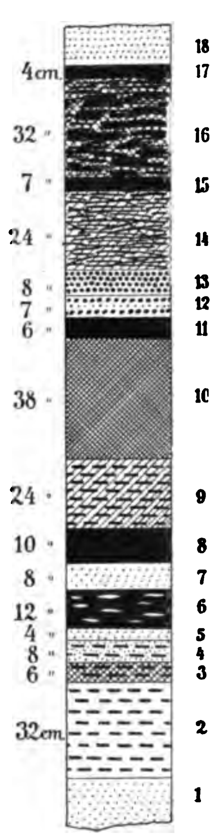
Ueber Kutais, Abich, Akad. d. Wissensch. St. Petersburg 1868, III. — A. Macco, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 203—205. — L. Demaret, 1905, siehe oben. — L. de Launay, Les richesses minérales de l'Asie, Paris 1911, S. 265—269. — Hier wie auch in den Arbeiten von Macco und Demaret ist die russische Literatur zitiert, dabei auch die geologische Spezialkarte von S. Simonowitsch und A. Sorokine.

Ueber Nicopol: N. Sokolow, Mem. du Comité geol. St. Pétersburg 1901, XVIII; Auszug: Jahrb. f. d. Eisenhüttenwesen 1903, II, S. 213—216.

Von diesen beiden überaus bedeutenden Vorkommen, die ca. 900 km Luftlinie voneinander entfernt sind, liegt Tschiatura im Süden der kaukasischen Bergkette, ungefähr 125 km Eisenbahn von der Hafenstadt Poti

am Schwarzen Meere, und Nicopol in der Nähe des Dniepr, ungefähr 200 km oberhalb seiner Mündung.

Bei der Station Kviril zweigt dem gleichnamigen Fluß folgend von der Hauptbahn Poti—Tiflis eine Nebenbahn ab, die zu dem Manganerzvorkommen von Tschiatura führt. Hier bildet eine regelmäßige Tafellandschaft von kretazeischen Kalken und Schiefern (Senon) den Sockel für die überlagernden eozänen Sandsteine u. s. w. und oligozänen und miozänen Sedimente (Sandsteine, Schiefer und Kalke). Die Schichten liegen fast horizontal, sie fallen mit durchschnittlich $2^1/_2{}^0$ nach NO ein. Das Manganerzlager liegt nahe der Plateauoberfläche, streicht mit außerordentlicher Regelmäßigkeit überall an den Hängen des verzweigten Talsystems aus und ist durch seine schwarze Farbe weithin erkennbar. Es gehört dem unteren Eozän an und liegt wenig über der oberen Kreidegrenze. Im Liegenden und Hangenden des Erzlagers tritt Sandstein auf; im Erz selbst kommen Haifischzähne und Sirenenreste vor; die ganze Ablagerung stellt also eine Flachseebildung dar. Das Erzlager hat meist eine Mächtigkeit von 1,5—2,4, im Durchschnitt 2,1 m. Innerhalb dieser Mächtigkeit treten 5—12 Erzbänke von verschiedener Stärke in Wechsellagerung mit mergligen Sanden, die zum Teil mit Erz imprägniert sind, auf (Fig. 152). — Die Erzlager bestehen aus konzentrisch-schaligen Oolithen mit einem Bindemittel von pulverigem Erz. Die festen Bänke enthalten im Durchschnitt 56 Proz. Mangan (siehe die Analyse S. 590), die weicheren Mittel sind entsprechend ihrer Vermengung mit taubem Gestein ärmer. Das Handelserz wird meist mit 50 bis 52 Proz. Mangan — auf bei 100° getrocknetes Erz berechnet — geliefert und enthält 6—8 Proz. Kieselsäure, nur ein oder einige Prozent Eisen und 0,05—0,17 Phosphor. — Das gesamte jetzige Areal des Erzlagers, von dem etwa die Hälfte durch die Erosion der Täler fortgeführt worden ist, wird von verschiedenen Forschern mit etwa 120 bezw. 143 qkm angegeben, mindestens enthält es aber 60 qkm. Jedes Quadratmeter liefert durchschnittlich 0,96 t Handelserz, der Gesamtvorrat wird auf Grund der heutigen Aufschlüsse von einigen Forschern auf 110 oder 115 Mill. t veranschlagt. Diese Berechnung soll jedoch zu hoch sein, da die Erzmächtigkeit an den verschiedenen Stellen Schwankungen unterworfen ist.



1, 5, 7, 18 miozäner Sandstein; 2 schwarzes Erz in großen Körnern, mit kompakten Erzschichten; 3, 4 brauner, manganreicher Sandstein; 6 schwarzes Erz in großen Körnern; 8, 11, 15, 17 kompaktes Erz; 9 braunes erdiges Erz; 10 schwarzes körniges Erz mit kompakten Erzschichten; 12 körniges Erz mit Sandsteinschichten; 13 feinkörniges Erz; 14 braunes erdiges Erz mit Sandsteinschichten; 16 braunes erdiges Erz.

Fig. 152. Profil des Manganerzlagers von Guemetti im Kaukasus. (Nach Demaret a.a.O.)

An anderen Lokalitäten in Transkaukasien finden sich einige kleine Manganerzlager und mehrfach kommen Gänge vor.

Das Manganerzlager zu Nicopol gehört dem Oligozän an, zeigt horizontale Lage und hat glaukonitische Tone und Glaukonitsand im Hangenden und Liegenden. Unmittelbar unterhalb des Oligozäns tritt Granit oder Gneis auf, und bei Horodizce, 18 km nördlich von Nicopol, liegt ein tertiäres Manganerzlager fast direkt auf Granit. Das Erzlager von Nicopol, welches sehr ähnlich demjenigen von Tschiatura ist, hat eine Mächtigkeit von 0,3—1,8, im Durchschnitt 1 oder 1,5 m; das Areal der erzführenden Schichten wird zu 20 qkm angegeben. Der Erzvorrat soll 7,4 Mill. t betragen.

Kutais produzierte von 1848 — nennenswerter Betrieb jedoch erst seit 1879 — bis 1897 1 682 000 und bis zum Schluß von 1903 4 322 600 t Manganerz. Bei Nicopol sollen von 1886 bis einschließlich 1903 753 000 t gewonnen worden sein. Beide Lagerstätten lieferten bis einschließlich 1907 zusammen 8,9 Mill. t Manganerz, das meiste stammt naturgemäß von Kutais. Die russische Manganerzproduktion stieg im Jahre 1906 auf 1 015 686 t, ist aber in den letzten Jahren etwas gesunken (siehe die Statistik S. 600). — Auf den Ural entfallen ein oder einige tausend Tonnen jährlich.

Es gibt eine ganze Anzahl von Vorkommen, deren geologische Verhältnisse in der Hauptsache mit den eben skizzierten russischen übereinstimmen; sie sind jedoch alle erheblich kleiner. Erwähnung verdienen:

In der Umgebung von Ciudad Real in Spanien[1]) ein lagerförmiges Vorkommen in jüngeren, nahezu horizontalen Schichten, welche meist diluvialen, untergeordnet tertiären Alters sind.

Das Profil ist an einer Stelle vom Hangenden zum Liegenden: 1 m Ackerkrume, 2 m rötlichbrauner Lehm, 0,20 m Manganerz, 0,60 m rotbrauner Lehm, durchsetzt von Manganerzschnüren, 0,30 m grauer, toniger Lehm mit Tuffstücken, 0,10 m Manganerz in Stücken, im Lehm eingebettet, 4 m roter Lehm, manganerzführend (in kleinen Konkretionen). — In dem Lagerstättengebiet finden sich Basalte, und die Manganerze sind an die Verwitterungs- und Zersetzungsprodukte derselben und der Basalttuffe gebunden. — Unmittelbar bei den Basalten treten sekundär entstandene Eisenerze auf; das Manganerz erscheint in etwas größerer Entfernung. — Michael deutet die Manganerzvorkommen als fluviatile Ablagerungen, herrührend von den Zersetzungsprodukten des Basalts oder Basalttuffs. Seine Beschreibung paßt jedoch sehr gut auf einen primären Absatz, bei welchem aus den Lösungen zuerst hauptsächlich Eisen und später vorzugsweise Mangan ausgefällt wurde.

Der Mangangehalt des Erzes, hauptsächlich Psilomelan, beträgt durchschnittlich 43 Proz., und der Phosphorgehalt schwankt zwischen 0,098 und 0,272 Proz. Das Erz enthält durchweg etwas Kobalt, und zwar 0,14—0,37 Proz. — Das Vorkommen hat bisher nur zu Schürfarbeiten Veranlassung gegeben.

---

[1]) R. Michael, Die Manganerzvorkommen in der Nähe von Ciudad Real in Spanien. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 129—130.

Strullos in der Nähe von Larnaca auf der Insel Cypern[1]). In der Umgebung eines zersetzten Quarzandesits (Quarzporphyr?) mit zugehörigen Tuffen finden sich innerhalb miozäner Mergel Knollen von Pyrolusit und Psilomelan und ein erdiges Mangan- und Brauneisenerz, welches früher als „cyprische Umbra" berühmt war.

Insel San Pietro an der Südwestküste von Sardinien[2]). Innerhalb einer Serie von Trachyten oder besser Trachyttuffen und roten und weißen Tonen finden sich zwei Manganerzlager von 0,2 bezw. 0,6 m Dicke, welche durch ein 2 m starkes Tonlager voneinander getrennt sind. Das Manganerz — hauptsächlich Pyrolusit und wenig Hausmannit — entstand hier wahrscheinlich durch Auslaugung aus den Tuffen. Die Jahresproduktion wird auf 1000 t Manganerz angegeben.

Insel Milos in Griechenland[3]). Ein 0,6—1,8 m mächtiges Manganerzlager erscheint in pliozänen Tonen in unmittelbarer Nähe von Trachyttuffen, aus denen die Erzlösungen angeblich stammen. Die Produktion wurde im Jahre 1902 auf 15 000 t Erz mit 45—52 Proz. Mn, 1 Proz. Fe, 12—8 Proz. SiO_2 und 0,09—0,10 Proz. P angegeben.

L. Demaret (a. a. O.) bespricht mehrere analoge Vorkommen: in Ligurien (im Eozän), in Toskana (im Devon), in der Republik Panama u. s. w. An der letztgenannten Lokalität sind die Lagerstätten nach A. Schmidt[4]) wahrscheinlich tertiär. — R. A. F. Penrose (a. a. O. 1891) erwähnt dabei auch einige analoge, tertiäre, durchweg ziemlich kleine Vorkommen von verschiedenen Stellen in Nordamerika.

In Verbindung hiermit nennen wir weiter die Lagerstätten in den Distrikten von

Coquimbo und von Carrizal (Atacama) in Chili[5]), wo Manganerze ziemlich ausgedehnte Lager in jurassisch-kretazeischen Sandsteinen, Schiefern, Kalken und Gipslagern bilden. Unmittelbar im Liegenden der Vorkommen tritt ein ausgedehnter Eruptivkörper auf. Auch hier enthält das Manganerz — Pyrolusit mit Hausmannit und etwas Rhodonit — geringe Mengen von Barium; der Phosphorgehalt ist niedrig. — In den Jahren 1883—1894 exportierte Chili alles in allem 351 792 t Manganerz, darunter 1894 allein 47 994 t; später ist der Betrieb stark zurückgegangen (siehe die Statistik S. 600).

Die bisher besprochenen Manganerzlager sind wahrscheinlich alle in seichtem Wasser, ähnlich wie die rezenten Mangan-Wiesenerze, entstanden[6]).

---

[1]) Bergeat, Die Erzlagerstätten, 1904, I, S. 260. — A. Gaudry, Géologie de l'île de Chypre; Mém. Soc. géol. de France (2), VII, S. 191—192.

[2]) L. Demaret, a. a. O., S. 68. — F. Fuchs et L. de Launay, Gîtes métallifères, II, S. 25—26. — G. vom Rath, Sitzungsber. d. niederrhein. Gesellsch. 1883, XL, S. 151—152.

[3]) L. Demaret, a. a. O., S. 66. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1897, XLV, S. 514. — Zenghelis, Les minerais et minéraux utiles de la Grèce, 1903.

[4]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, S. 247—248. — Siehe auch E. G. Williams, Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1902. — Ref.: Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, S. 369.

[5]) Henry Louis, Ore Deposits 1896, S. 878.

[6]) P. Krusch, Ueber eine neue Systematik primärer Teufenunterschiede. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, S. 144.

Als eine Tiefseebildung dürfte dagegen die Lagerstätte von Čevljanović nördlich von Sarajevo in Bosnien zu deuten sein; die Lagerungsverhältnisse wurden von F. Katzer in einer Abhandlung „Die geologischen Verhältnisse des Manganerzgebietes von Čevljanović in Bosnien[1])“ beschrieben.

Die Manganerze — besonders barytreicher Psilomelan (mit 5—6,5 Proz. BaO) — sind hier an tektonisch stark gestörte jurassische kieselige Radiolarite gebunden, nur ausnahmsweise und in wirtschaftlich nicht in Betracht kommender Menge finden sie sich auch in den Radiolarienkalken. Die Erze bilden teils einzelne Knollen und Linsen, teils anhaltendere Bänder, Bänke und sogar mächtigere Schichten. Wegen der Niveaubeständigkeit der Lager innerhalb eines Areals von 12 km Länge und 6 km Breite, schließt Katzer auf eine sedimentäre Bildung. „Die primären Manganerzknollen können wohl als Analogie der im Tiefseeschlamm der heutigen Ozeane vorkommenden Braunsteinknollen gedeutet werden; jedoch wird von diesen letzteren angegeben, daß sie meist schalig-konzentrische Struktur besitzen, was bei den Čevljanovićer Hartmanganerzmuggeln, abgesehen von der oberflächlichen Rinde, höchst selten der Fall zu sein scheint.“ (Zitat nach Katzer.)

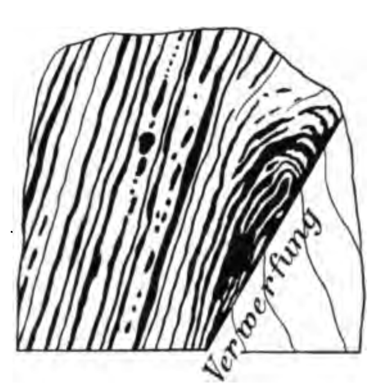


Fig. 153. Manganerzbänder im Radiolarit. Ortsbild der Grk-Grube (Bosnien). (Nach Katzer.)

In Bosnien kommen auch kleine sekundär gebildete Trümer oder Gänge von Manganerz ohne wirtschaftliche Bedeutung vor.

Bosnien hat in den letzten 30 Jahren (1881—1910) annähernd 150 000 t Manganerz mit 45—47 Proz. Mangan und 0,03—0,07 Proz. Phosphor geliefert (siehe die Statistik S. 600).

Manganerzlager in krystallinen Schiefern.

Die brasilianischen Manganerzvorkommen.

Literatur.

M. Ar-Rojada Lisboa, O Manganez no Brasil. Jornal do Commercio. Rio de Janeiro, Juni 1898 u. März 1899. Ref. von E. Hussak, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899, S. 256—257. — H. K. Scott, The Manganese Ores of Brasil. Iron and Steel Inst. London 1900, Nr. 1. — O. A. Derby, On the Manganese Ore Deposits of the Queluz (Lafayette) District, Minas Geraes, Brasil. Amer. Journ. of Sc. 1901, XII. — J. C. Branner, The Manganese Deposits of Bahia and Minas Brazil. Transact. Amer. Inst. Min. Eng., Sept. 1899. — P. Calogeras, As Minas do Brasil. Rio de Janeiro 1905, Bd. 2, S. 281—349. — E. Hussak, Ueber Atopit von Miguel Burnier, Minas Geraes. Zentralbl. f. Min. Geol. 1905, S. 240—245. — Derselbe,

[1]) Berg- und Hüttenm. Jahrb. d. k. k. montanischen Hochschulen zu Leoben u. s. w. 1906, LIV, Heft 3.

Ueber die Manganerzlager Brasiliens. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 237—239. — P. K r u s c h, Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. I. Aufl., S. 549. Stuttgart. — Siehe auch die Literatur über den brasilianischen Itabirit S. 549.

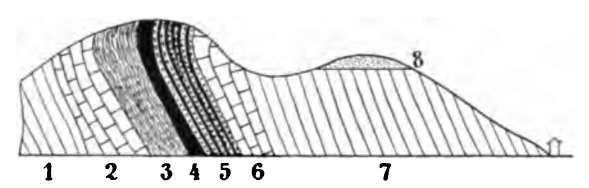
In der von Barbacana bis Ouro Preto der Provinz Minas Geraes sich erstreckenden Manganerz führenden Formation lassen sich zwei Distrikte unterscheiden:

1. das Mangangebiet von Miguel Burnier (bei Kilometer 498 der Zentralbahn);

2. dasjenige von Lafayette (Queluz) (bei Kilometer 463).

Die wichtigsten Manganerzvorkommen sind auf der Karte Fig. 29, S. 111 eingetragen.

In dem ersten dieser Distrikte treten die Manganerzvorkommen in enger Verknüpfung mit dem wahrscheinlich kambrischen Itabirit auf (siehe S. 550), der öfter manganreiche Eisenerzlager birgt. Auch trifft man häufig eine Wechsellagerung von Kalkstein, Itabirit und Manganerzschichten. Zur näheren Erläuterung diene Profil, Fig. 154.



1. Phyllite, stark zersetzt, glimmerreich und quarzarm; 2. Weißer Kalkstein; 3. Manganreiches Eisenerz; 4. Manganerz, rein; 5. Itabirit mit Jacutinga; 6. Grauer Kalkstein; 7. Phyllite (obere Serie); 8. Canga (alluvial).

Fig. 154. Profil der Manganerzlager von Miguel Burnier bei km 502. (Nach H. K. S c o t t, siehe E. H u s s a k a. a. O., 1906.)

Die Manganerzlager sind hier aller Wahrscheinlichkeit nach aus Karbonatlösungen ausgefällt worden.

Das Manganerz von Miguel Burnier, mit einem Mangangehalt von 50 Proz. Mn im Mittel und 55 Proz. im Maximum, ist fast immer mulmig und daher sehr wasserhaltig (14—20 Proz.), meist ist es sehr arm an Phosphor (0,05—0,07 Proz.) und Quarz (1—3,5 Proz.). — Im Mangandistrikt von Lafayette (Queluz) fehlen die Itabirite ganz und die Manganlager stehen in direktem Kontakt mit Granitgneis. Das Manganerz tritt hier zusammen mit Spessartin (Mangan-Tongranat) auf; nahe dem Kontakte findet sich das Spessartingestein in abwechselnden Lagen mit vorherrschendem Rhodonit und mit deutlicher Schieferstruktur. O. A. D e r b y (1901) faßte die Manganerzvorkommen als magmatische Ausscheidungen auf. Nach E. H u s s a k (1906) handelt es sich aber auch in diesem Falle um sedimentäre Lager, die später durch den Eruptivgneis kontaktmetamorphosiert wurden; dadurch entstand Spessartinfels, der später zu Manganoxyden zersetzt wurde. — Nach den Beschreibungen könnte man übrigens, in ähnlicher Weise wie bei Långban in Schweden (siehe Bd. I, S. 384), vielleicht auf eine Entstehung durch Manganzufuhr bei der Kontaktmetamorphose denken.

Der brasilianische Betrieb auf Manganerz begann um die Mitte der 1890er Jahre. Der Export betrug 1894 nur 1430 t, stieg aber schon 1900

auf 127 343 und 1904 auf 216 463 t; später war die Jahresproduktion ungefähr 250 000 t. Alles in allem wurden seit dem Beginn des Exports im Jahre 1894 bis Ende 1910 etwa 2 110 000 t Manganerz verschifft.

Ostindien.

Literatur.

Die Hauptarbeit ist L. Leigh Fermor, The Manganese Ore Deposits of India; 3 Parts. Geol. Survey of India, Mem. 1909, XXXVII; außerdem mehrere andere Abhandlungen von Fermor. — Gute geologische und wirtschaftliche Uebersicht von Th. H. Holland and L. L. Fermor, Geol. Survey of India, Records 1910, XXXIX. — Literaturübersicht auch in L. de Launay, La géol. et les richesses minérales de l'Asie. Paris 1911, p. 696. — P. Krusch, Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. 1. Aufl., S. 461. Stuttgart 1907.

Die zahlreichen, weit voneinander liegenden Manganerzdistrikte Ostindiens, die in den letzteren Jahren einen großartigen Betrieb veranlaßt haben, gehören, nach Holland und Fermor, verschiedenen geologischen Formationen an:

1. Vorkommen in Verknüpfung mit der sogenannten Korndit-Serie, das sind manganhaltige, im Grundgebirge auftretende Eruptivintrusionen. Besonders typisch ist unter diesen Gesteinen der Korndit, der hauptsächlich aus Natronfeldspat und Spandit — Granat mit einer Zusammensetzung zwischen Spessartin und Andradit — und etwas Apatit besteht. Außerdem treten in diesen Gesteinen auch Rhodonit und zwei oder drei andere manganreiche Pyroxene auf. Lokal kommen sehr große, linsenförmige Erzkörper mit Psilomelan, Pyrolusit, Braunit, Manganmagnetit u. s. w. vor. Die Genesis dieser Erze ist fraglich; vielleicht liegt hier eine metasomatische Bildung vor. — Lagerstätten dieser Art treten bei Ganjam, Vizagapatam Distrikt, in Madras, auf. Die Garbham-Grube lieferte mit einem Erzkörper von 1600 Fuß Länge und 100 Fuß Mächtigkeit im ganzen vor 1896 bis 1908 600 889 t und die Kodur-Grube von 1892—1908 306 170 t Manganerz (siehe die Analyse S. 591).

2. Vorkommen in der sogenannten Gordit-Gruppe, das sind konkordante Lager innerhalb der Dharwarstufe des Grundgebirges, die als metamorphosierte Manganerzsedimente aufzufassen sind. Diese Lagerstätten finden sich an zahlreichen Stellen in Bengalen (Gangpur), Bombay (Panch Makals), Zentralindien (Ihabua) und in den Zentralprovinzen (Balaghat, Nagpur u. s. w.). — Die ursprünglichen Sedimente waren teils mechanische, nämlich Sand und Ton, die jetzt Quarzit, Glimmerschiefer und Phyllit darstellen, und teils chemische, nämlich Manganoxyde. Es gibt reine Manganerzlager und solche, die aus einer Mischung von Sand, Ton und Manganocker entstanden sind und heute Spessartin, Rhodonit u. s. w. darstellen. Das Spessartin-Quarz-Gestein, welches als Gondit bezeichnet worden ist, spielt eine bedeutende Rolle und hat der ganzen Gesteinsreihe ihren Namen gegeben; außerdem treten auch Gesteine auf, die aus Spessartin bzw. Rhodonit, oder Rhodonit und Quarz u. s. w. bestehen. — Die Erzlager erreichen oft eine bedeutende Länge im Streichen — 2,4. 2,8 und sogar 9,5 bis 10 km — und häufig auch eine große Mächtig-

keit, wie z. B. 30 m reinen Erzes. — Von der Gesamtmanganerzproduktion Indiens bezw. von 579 231, 916 770 und 685 135 metr. t in den Jahren 1906, 1907 und 1908 stammten aus dieser sedimentären Gruppe bezw. über 400 000, etwa 500 000 und etwa 450 000 — d. i. etwas über die Hälfte. Die Vorkommen wurden bisher fast nur durch Tagebau ausgebeutet; der Tiefbau hat aber bereits begonnen. — Die Erzmineralien sind hauptsächlich Braunit und Psilomelan. Das Handelserz wird meist mit 50—55 Proz. Mangan, 4—8 Proz. Eisen, 4—8 Proz. Kieselsäure (hauptsächlich im Braunit steckend) und 0,07—0,14 Proz. Phosphor geliefert (siehe die Analyse S. 591).

Auch in den archäischen Kalksteinen der Dharwarstufe treten hier und da Manganerze auf; sie sind (nach Holland und Fermor, a. a. O., 1910, S. 164) wahrscheinlich aus kalkigen Sedimenten und Manganocker durch Metamorphose entstanden; in Bezug auf die Genesis sind sie also analog den Manganerzen in der Gonditserie. — Wirtschaftlich spielen diese Manganerze in Kalksteinen nur eine untergeordnete Bedeutung.

3. Vorkommen der Laterit- oder „Lateritoid"-Gruppe, am Ausgehenden verschiedener manganreicher Gesteine der Dharwar-Stufe an verschiedenen zerstreuten Stellen in Bengalen, Bombay, den Zentralprovinzen, Goa, Madras und Mysore. Diese eisenhaltigen Manganerze und Eisenerze sind kavernös und zeigen große Aehnlichkeit mit dem gewöhnlichen Laterit. — Aus dieser Gruppe stammt nur ein Bruchteil der Manganerzproduktion des Landes.

Fast alle ostindischen Manganerzvorkommen liegen ziemlich weit von der Küste entfernt und haben deshalb hohe Transportkosten.

Ostindien lieferte im ganzen von 1897 bis 1909 einschließlich 4 052 000 t Manganerz, hierzu kommt noch eine geringe Menge in den Jahren 1892 bis 1896. In einigen der letzten Jahre hat Ostindien die russische Manganerzförderung überflügelt (siehe die Statistik S. 600).

Lager von Mangan- oder Mangan-Eisenerzen in kristallinen Schiefern kommen auch häufiger an anderen Stellen vor. So erwähnen wir z. B. ein von F. Kossmat und C. v. John[1]) beschriebenes

Mangan-Eisenerzlager von Macskamezö im nördlichen Siebenbürgen. Im archäischen Glimmerschiefer findet man hier Mn-Fe-Silikate (Knebelit = Mn, Fe-Olivin, Dannemorit = Mn, Fe-Hornblende, Spessartin) zusammen mit Lagern und Putzen von Manganspat, lokal auch von Manganmagnetit. Die Lagermasse besitzt meist deutliche Schichtung, welche besonders dort zum Ausdruck kommt, wo Bänder von verschiedenen Bestandteilen, z. B. Magnetit oder Manganspat mit Silikaten abwechseln. Das Vorkommen wird als ein regionalmetamorphosiertes Erzsediment aufgefaßt. — Am Ausgehenden hat namentlich der Manganspat Veranlassung zu einer ausgedehnten Neubildung von Braunstein und Limonit gegeben.

In der oben zitierten Abhandlung wird auch eine analoge Lagerstätte

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905, S. 305—326.

von Jakobeny in der Bukowina[1]) angegeben, wo Bänke von Rhodonit mit Einsprengungen von Manganspat und Quarz in quarzigen Glimmer- oder Sericitschiefern eingebettet sind. In Wechsellagerung mit dem Erz tritt Glimmerhornblendeschiefer auf. — Am Ausgehenden sind Rhodonit und Manganspat zu Braunstein zersetzt, auf dem letzteren geht Bergbau in bescheidenem Maße um.

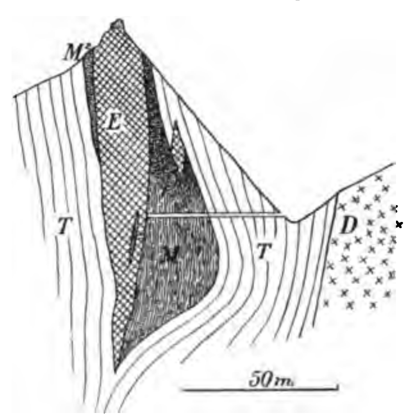
Genetisch fragliche Manganerzvorkommen.

Die Manganspat-Rhodonit-Vorkommen im Huelvagebiet, Spanien.

Literatur.

Hoyer, Beiträge zur Kenntnis der Manganerzlagerstätten in der spanischen Provinz Huelva. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, S. 407—432. Mit vollständigem Literaturverzeichnis.

In dem Bd. I, S. 311—323 besprochenen, in der Karte Fig. 217 dargestellten Gebiet finden sich neben den berühmten Kieslagerstätten mehrere Hunderte von Manganerzvorkommen. Sie sind Tonschiefern und Porphyroiden konkordant eingelagert und bilden linsenförmige Körper, die häufig eine bedeutende Stärke im Verhältnis zum Streichen und Fallen haben. Sie bestehen aus gebänderten, oder dichten, oder massig struierten, karbonatisch-silikatischen Manganerzen mit Eisenkiesel und Hornstein. In der Nähe der Tagesoberfläche wurden die Erze oxydiert (Fig. 154). Die Erzlinsen sind selten über 150 m lang und haben eine mittlere Tiefe von 30 m, wenn sie auch gelegentlich über 100 m erreichen. Die Erzkörper treten wohl durchgehend in kulmischen Schichten auf, jedenfalls gehören sie zum Teil sicher dieser Formation an. Sie sind räumlich eng an das Verbreitungsgebiet der schon (Bd. I, S. 313—321) erwähnten Huelvaer Eruptivgesteine gebunden, und zwar stehen sie nach Hoyer wahrscheinlich in Beziehung zu den effusiven Diabasen; später waren sie tektonischen Einwirkungen unterworfen.



M = primäres Manganerz; M² = verwittertes Manganerz am Ausgehenden; E = Eisenkiesel; T = Tonschiefer; D = Diabas.

Fig. 154. Profil durch die Manganerzlagerstätte von Castillo de Palanco in dem Huelvagebiet. (Nach Hoyer, 1911.)

Die wichtigsten primären Mineralien sind Manganspat und Rhodonit, neben ihnen tritt oft auch ein manganhaltiger Granat auf; Quarz ist stets reichlich, und meist sind farbloser Glimmer, stellenweise auch Chlorit vorhanden. Das Erz wird von Eisenkiesel, der oft in bedeutender Menge vertreten ist, begleitet.

Nach Hoyer können die Vorkommen syngenetisch durch Sedimen-

[1]) Siehe auch Br. Walter, Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1876, Bd. 26, S. 372—376.

tation oder epigenetisch durch Metamorphose und Hohlraumausfüllung erklärt werden; er hält die erstere Genesis für wahrscheinlicher. — Vogt, der einige der Mangangruben im Jahre 1896 besuchte, bekam, ebenso wie später Krusch anderseits den Eindruck, daß es sich um epigenetische Bildung handelt. Die Genesis ist jedenfalls höchst fraglich; vielleicht kann man an Quellenabsätze denken.

Die Vorkommen wurden anfänglich Mitte des 19. Jahrhunderts — freilich nur in ziemlich bescheidenem Maße — auf Braunsteinerz (Pyrolusit mit etwas Psilomelan, Manganit, Wad u. s. w.) am oxydierten Ausgehenden betrieben. Anfang der 1890er Jahre begann man auch die primären, eisenarmen Manganspat-Rhodoniterze mit mehr oder weniger Schwefel und Phosphor abzubauen; die Produktion erreichte in einigen Jahren (1897—1900) sogar rund 100 000 t jährlich. Später ist der Betrieb stark zurückgegangen und jetzt im Aussterben begriffen. — Nach der in den verschiedenen Jahrgängen von The Mineral Industry veröffentlichten spanischen Statistik wurden in den Jahren 1881—1909 alles in allem 837 000 t Manganerz in Spanien gebrochen; diese Menge stammte so gut wie ganz von den Huelva-Vorkommen.

Statistische Uebersicht über die Manganerzproduktion und deren Verteilung auf die verschiedenen Lagerstättengruppen.

Den Jahrgängen von The Mineral Industry (New York) und Krusch, Versorgung Deutschlands mit Erzen u. s. w. (Leipzig 1913) S. 167 entnehmen wir folgende Statistik.

Manganerzproduktion der Welt in metrischen Tonnen

	1882	1890	1900	1905	1909
Deutschland		Einige	Hundert	Tonnen	
Schweden	1 673	10 698	2 691	1 992	5 212
Großbritannien	1 573	12 646	11 384	14 582	2 812
Belgien	345	14 255	10 820	Nichts	6 270
Frankreich	7 538	15 984	28 992	6 751	9 378
Spanien	5 668	9 872	112 897	26 020	7 827
Portugal	17 336	—	1 971	Wenig	Wenig
Oesterreich-Ungarn	12 778	9 452	14 550	23 732	29 966
Bosnien	2 283	5 500	7 939	4 129	5 000
Italien	6 978	2 147	6 014	5 384	4 700
Griechenland	—	13 547	8 050	8 171	5 374
Rußland	14 431	182 468	802 236	508 635	574 938
Kanada	—	1 205	34	22	Nichts
Vereinigte Staaten	4 605	26 098	11 771	4 118	1 547
Kuba	—	22 161	21 973	8 096	2 976
Columbia	—	—	8 748	—	—
Brasilien	Nichts	Nichts	108 244	224 377	240 774
Chili	—	48 759	25 715	1 323	
Ostindien	Nichts	Nichts	129 865	250 788	652 958
Japan	157	2 612	15 831	14 017	8 708
Neuseeland	2 216	490	166	55	6
Australien, sonst	138	2 910	77	1 541	613
Zusammen: etwa	0,1 Mill. t	0,4 Mill. t	1,2 Mill. t	1,1 Mill. t	1,5 Mill. t

Bei den Vereinigten Staaten umfaßt diese Statistik nur die eigentlichen, eisenarmen Manganerze, nicht die Mangan-Zinkerze in New Jersey, und nicht die manganreichen Eisenerze. Die letzteren sind jedoch zum Teil bei einigen anderen Ländern, wie namentlich bei Oesterreich-Ungarn, in die obige Statistik einbegriffen. Die drei Hauptproduzenten sind Rußland, Ostindien und Brasilien.

Bis vor einigen Jahrzehnten, d. h. ehe der Großbetrieb in Rußland, Ostindien und Brasilien anfing, wurde der ziemlich bescheidene Verbrauch an Manganerzen im wesentlichen von Gängen und metasomatischen Vorkommen (siehe S. 343—360) gedeckt.

Später stammt dagegen der weit überwiegende Teil der Manganerzproduktion aus sedimentären Lagerstätten. Hierher gehört fast die ganze russische Förderung von „tertiärem Manganseeerz“, ein wesentlicher Teil, vielleicht sogar die ganze Produktion von Brasilien und über die Hälfte von Ostindien, außerdem auch etwas von den kleineren Produktionen der anderen Länder.

Gegenwärtig können wir somit mindestens 75—80 Proz. der Gesamtmanganerzproduktion als von der sedimentären Gruppe herrührend rechnen, der Rest verteilt sich auf die Gänge, die metasomatischen Vorkommen und die Kontaktlagerstätten (siehe Bd. I, S. 384, 391).

Das Manganerz wird jetzt fast ausschließlich zur Darstellung von Ferromangan benutzt, eine geringe Menge dient zur Herstellung von Chlor, zur Färbung in der Glasindustrie u. s. w.

Die Kupferschiefergruppe.

Allgemeines.

Die deutsche Zechsteinformation, welcher der gegenwärtig nur noch im Mansfeldischen gebaute Kupferschiefer angehört, ist durch den Kupferreichtum gewisser Schichten des Profils bekannt. Von größerer wirtschaftlicher Bedeutung ist zwar nur die als „Kupferschiefer“ bezeichnete, wenige Dezimeter mächtige bituminöse Mergelschieferschicht, indessen sind auch einerseits höherliegende Mergel und Letten und anderseits das Zechsteinkonglomerat an einzelnen Stellen kupferhaltig.

Der Kupferschiefer ist das zweitälteste Glied der Zechsteinformation. Sein Liegendes bildet das Zechsteinkonglomerat, welches als bei der Transgression des Zechsteinmeeres entstandenes Basalkonglomerat keine gleichmäßige Verbreitung hat, sondern häufig nur die Vertiefungen des Untergrundes ausfüllt, so daß die liegendste, allgemein durchgehende Zechsteinschicht von dem bituminösen Mergelschiefer (Kupferschiefer) gebildet wird. Wo der Mergelschiefer unmittelbar auf rotliegenden Konglomeraten auflagert, sind diese häufig durch chemisch-geologische Prozesse entfärbt, so daß sie als „Grauliegendes“ bezeichnet werden. Das Hangende des Mergelschiefers bildet der Zechsteinkalk, der ebenfalls noch zum Unteren Zechstein gehört.

Als „Kupferschiefer“ bezeichnet man streng genommen den bituminösen Mergelschiefer nur, wenn er einen erheblicheren Kupfergehalt

hat. Der heutige Sprachgebrauch wendet allerdings häufig den Begriff auf den betreffenden geologischen Horizont an, ohne sich um den Kupfergehalt zu kümmern. Die Verteilung des Kupfers ist innerhalb Deutschlands keine gleichmäßige. Während in der Mansfelder Mulde und im Richelsdorfer Gebirge der Kupfergehalt durchschnittlich rund 3 Proz. beträgt, finden wir am Süd- und Westrande des Thüringer Waldes nur annähernd 1 Proz., und der bituminöse Mergelschiefer Westfalens ist so gut wie kupferfrei. Die große, allerdings vielfach durchbrochene Kupferschieferplatte Norddeutschlands weist also nur an den beiden zuerst genannten Lokalitäten einen solchen Kupfergehalt auf, daß man das Material als Kupfererz bezeichnen darf.

Es muß darauf hingewiesen werden, daß der Kupferschiefer, dessen Kupfergehalt wegen der feinen Verteilung auf wäßrigem Wege nicht angereichert werden kann, in dieser Beziehung einen wesentlichen Unterschied gegenüber allen übrigen Erzen aufweist, die die Herstellung von Konzentraten vermittels der üblichen Aufbereitungsverfahren gestatten. Kupferschiefer mit 3 Proz. Kupfer läßt sich also nicht ohne Einschränkung mit einem anderen aufbereitbaren Kupfererz von demselben Gehalt vergleichen.

Die Lagerungsform des Kupferschiefers ist in der Regel die einer mehr oder weniger geneigten Platte, deren Mächtigkeit zwar verschieden sein kann, aber im Maximum fünf bis sechs Dezimeter nicht überschreitet. Von jeher hat die Erzverteilung in dieser Platte die Bergleute und Geologen interessiert. Dabei ergab sich, daß in allen Gebieten innerhalb des Vertikalprofils der Kupfergehalt an der Basis des Flözes am höchsten ist und von da nach dem Hangenden, und zwar allmählich, abnimmt. Das Maximum der Anreicherung an der Basis ist jedoch ebenso verschieden, wie der Grad der Abnahme nach oben; aus beiden ergibt sich die verschiedene Mächtigkeit des gewinnbaren Flözteils.

Da die Bitumenmenge ebenfalls in den tiefsten Teilen des Flözes am größten ist, besteht ein gewisser Parallelismus in der Verteilung beider Substanzen.

Die Kupfererzführung ist aber gelegentlich nicht auf das Kupferschieferflöz beschränkt, sondern erstreckt sich auch in das Liegende, d. h. also in das Zechsteinkonglomerat bzw. Weißliegende; die Mächtigkeit dieser Imprägnation beträgt dann bis 10 cm.

Der Zechstein wird von einer großen Anzahl von Spalten durchsetzt, welche man, wenn sie erz- und mineralführend sind, als „Rücken" bezeichnet.

Die Beziehung zwischen dem Kupfererzgehalt des Flözes und den Rücken ist, wie sich aus dem Abschnitt über die Genesis ergibt, insofern wichtig, als sich an vielen Stellen ein besonderer Erzreichtum längs der Rücken und umgekehrt eine Abnahme des Kupfergehaltes mit der größeren Entfernung von den Rücken nachweisen läßt. Diese Erfahrung ist für die Feststellung des durchschnittlichen Kupfergehalts von Wichtigkeit, da die aus der unmittelbaren Nähe der Rücken stammenden Proben meist den Durchschnitt überschreiten.

Die Kupfermineralien des Kupferschiefers sind hauptsächlich Kupferkies, Kupferglanz und Buntkupfererz. Die Verteilung dieser Erze ist in regionaler Beziehung insofern eine verschiedene, als in den Gebieten mit hohem Durchschnittsgehalt, also in der Gegend von Mansfeld und Richelsdorf, Kupferglanz und Buntkupfererz überwiegen, während die kupferarmen Distrikte in der Hauptsache Kupferkies aufweisen. Die Verteilung des Erzes im Schiefer erweist sich schon bei der Untersuchung mit unbewaffnetem Auge als eine unregelmäßige, denn der Kupferschiefer zeigt sowohl dünne, annähernd im Schichtstreichen liegende Erzlagen, als auch Trümer mit durchgreifender Lagerung und schließlich kleine Nester. Unter dem Mikroskop zeigt sich weiter, daß auch das feine Mergelschiefermaterial Kupfererzkörnchen in mehr oder weniger dichter Verteilung enthält. Leider ist die liegendste kupferreichste Schicht, die dem Bergmann als Schram dient, derartig aufgelöst, daß Dünnschliffuntersuchungen hier unmöglich sind.

Abgesehen von dem Kupfergehalt ist der ebenfalls recht schwankende Silbergehalt bemerkenswert.

Das Mansfelder Gebiet weist bis 250 g Silber in der Tonne auf, also im Durchschnitt etwa 0,55 Teile Silber auf 100 Teile Kupfer; in Thüringen ist nur ein minimaler Silbergehalt vorhanden, in Richelsdorf ergeben sich im Durchschnitt 40—50 g pro Tonne, und in Westfalen, wo so gut wie kein oder gar kein Kupfer nachweisbar ist, zeigt sich überraschenderweise noch ein bescheidener Silbergehalt von etwa 10 g.

Da trotz des großen Unterschiedes des Silbergehaltes der Kupfergehalt von Richelsdorf und Mansfeld annähernd gleich hoch ist und Westfalen sogar lokal Silber ohne Kupfer enthält, ist der Schluß gerechtfertigt, daß das Silber nicht durchgängig an die Kupfererze gebunden zu sein braucht, sondern auch in anderen Erzen, und zwar — nach Kruschs Untersuchungen in Westfalen — in Schwefelkies auftreten kann.

Auch Zink ist ein charakteristisches Metall des Kupferschiefers. Berücksichtigen wir nicht nur den bauwürdigen Teil des Schieferflözes, sondern auch den darüber liegenden, an Kupfer ärmeren, der häufig reicher an Zink ist, so ergibt sich ungefähr ebensoviel Zink wie Kupfer.

Die Deutung der Entstehung des Kupferschiefers gehört zu den schwierigsten Problemen der Erzlagerstättenlehre. Es stehen sich hier zwei Anschauungen gegenüber. Während die einen für die syngenetische, also gleichzeitige Entstehung der Erze und des Mergelschiefers eintreten, halten die anderen den Kupfergehalt für epigenetisch, also für jünger als das Mergelschieferflöz.

Frühere Forscher, wie J. C. Freiesleben und A. v. Groddeck (1879), A. W. Stelzner und A. Bergeat (1904) betrachteten den Kupferschiefer als eins der typischsten Beispiele der sedimentären Lagerstätten. Im Gegensatz hierzu haben F. Pošepny (1894), Beyschlag (1900) und Krusch die epigenetische Entstehung des Kupfergehalts verteidigt.

Für die ältere Anschauung der Bildung des deutschen Kupferschiefers wurde früher namentlich die große, angeblich gleichmäßige und zusammen-

hängende Verbreitung über weit voneinander entfernt liegende Gebiete — Abstand in gerader Linie zwischen Goldberg in Schlesien und Bieber am Spessart etwa 500 km — ins Feld geführt und dabei die angebliche Niveaubeständigkeit des Kupferschiefers betont.

Beyschlag hat mit Recht schon im Jahre 1900 darauf hingewiesen, daß diese Eigenschaft nur dem Mergelschieferflöz, nicht aber auch der Kupferführung zukommt. Die Untersuchungen Kruschs in Westfalen haben in den letzten Jahren das Schwanken des Kupfergehaltes im Streichen des Flözes in noch höherem Grade nachgewiesen, als es früher bekannt war, und die den Silbergehalt betreffenden, oben angeführten Unter-

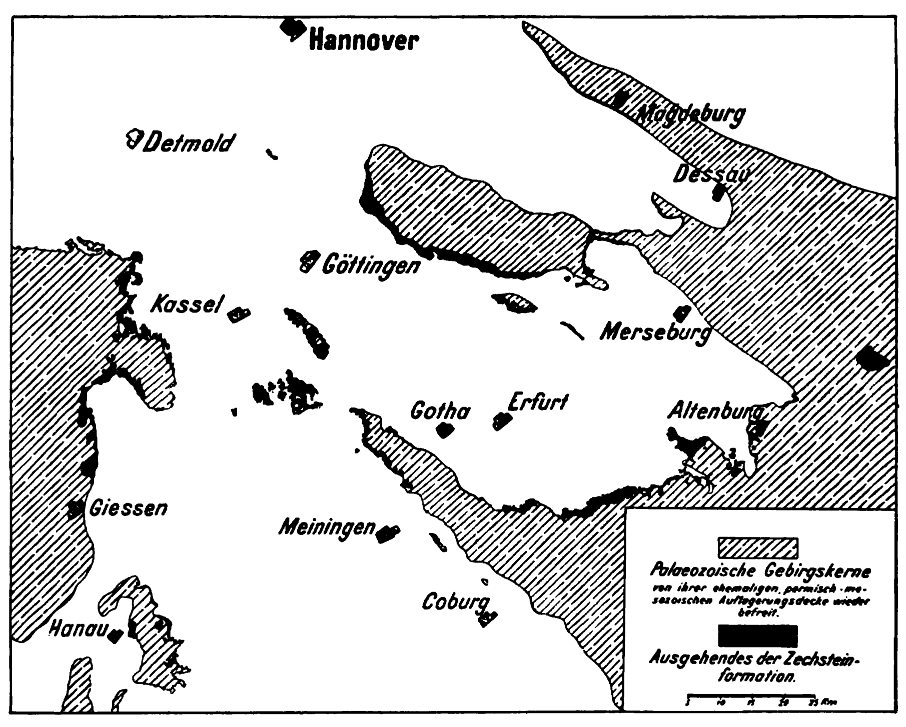


Fig. 155. Verbreitung des Unteren Zechsteins (einschließlich des Kupferschieferflözes) in Deutschland (Geolog. L. A. zu Berlin).

suchungsergebnisse erschüttern die Ansicht von der Niveaubeständigkeit der Eigenschaften der Kupferschiefererze noch mehr.

In der Tat ist der Gehalt an Kupfer und an Silber, Zink u. s. w. ziemlich wechselnd in den verschiedenen Kupferschiefergebieten (Harz, Thüringen, Hessen u. s. w.), und auch innerhalb ein und desselben Gebietes, wie z. B. Mansfelds, finden wir erhebliche generellere Schwankungen, abgesehen von den lokalen an den Rücken.

Beyschlag und Krusch stehen deshalb auf dem Standpunkt, daß der Erzgehalt des Kupferschieferflözes jünger ist als der Mergelschiefer, daß es sich also um eine nachträgliche Imprägnation handelt. Die Zirkulation der primären Lösungen erfolgte nach ihnen auf den Rückenspalten

und an der Grenze zwischen Zechsteinkonglomerat bezw. Weißliegendem und Kupferschieferflöz. Für diese Ansicht spricht einmal die vielfache Abnahme des Kupfergehaltes des Flözes mit der zunehmenden Entfernung von den Rücken und ferner der aufgelöste Zustand der untersten Lage des Flözes. Die Imprägnation des Liegenden (Sanderz) ist kein Hindernis für die Annahme der epigenetischen Entstehung, da sie durch die auf dem unmittelbaren Liegenden des Flözes zirkulierenden Wässer sekundär ebensogut hervorgebracht werden konnte, wie sie primär vom kupferhaltigen Zechsteinmeer aus möglich ist. Auch die Umwandlung der Versteinerungsreste in Kupfererze und Gediegen Silber zwingt keineswegs zu der Anschauung der syngenetischen Entstehung, sondern läßt sich ebensogut auf epigenetischem Wege erklären. Auf eine epigenetische Entstehung weist sicher auch die durchgreifende Lagerung der kleinen Erztrümchen innerhalb des Flözes hin. Wenn man nämlich die sogenannten Erzlagen des Flözes genauer untersucht, zeigt sich recht häufig, daß diese in bezug auf Streichen und Fallen mit den Flözstreifen keineswegs genau, vielmehr nur im allgemeinen, übereinstimmen, und daß sie recht häufig, wenn auch nur unter ganz spitzem Winkel, die Schichten durchsetzen.

Mit Hilfe der Vorstellung von der epigenetischen Entstehung des Kupfergehaltes lassen sich also nach Beyschlag und Krusch alle wesentlichen Erscheinungen erklären. Daß die Form der Kupfererzlagerstätte diejenige eines Erzlagers ist, bedingt die bekannte Eigenschaft bituminöser Substanzen, reduzierend auf Schwermetallösungen einzuwirken. Soweit der Bitumengehalt des Flözes reicht, konnte er die Kupferverbindungen zur Fällung bringen.

Dem Charakter nach gehören die Erze zu denjenigen, welche wir in der Regel in der Zementationszone der Kupfererzlagerstätten finden. Krusch nimmt als primäres Erz Kupferkies und kupferhaltigen Schwefelkies an. Dementsprechend findet sich Kupferkies heute noch als überwiegendes Erz im Thüringischen Kupferschiefer bei Schweina, während Schwefelkies sich mikroskopisch im bituminösen Mergelschiefer Westfalens nachweisen läßt. Durch Zementationsprozesse entstanden erst später aus den kupferärmeren Kiesen die kupferreicheren.

Die nachträglichen Konzentrationsprozesse, die eine Verschiebung des ursprünglichen Kupfergehaltes erzeugten und durch von oben in die Tiefe sickernde Lösungen bewirkt wurden, erschweren das Erkennen der genetischen Verhältnisse der primären, durch aufsteigende Lösungen gebildeten Erze.

Die älteren Forscher, welche die sedimentäre Genesis behaupten, heben unter anderem hervor, daß die Permzeit in Europa durch lebhafte vulkanische Tätigkeit ausgezeichnet ist, und daß hierdurch gewisse Metallsalze von Kupfer, Silber, Zink u. s. w. an mehreren Stellen dem Meere zugeführt worden seien. Als Sediment betrachteten sie nicht nur den deutschen Kupferschiefer, sondern auch den russischen Kupfersandstein im Gouvernement Perm. Eine solche allgemeinere Verbreitung von sedimentären Kupferlagerstätten in der Permzeit erscheint jedoch auch Vogt durchaus fraglich.

Man erklärte früher die Erze durch Ausfällung mittels Schwefelwasserstoff, der durch die Verwesung der in reichlicher Menge vorhandenen Reste von Fischen und anderen Organismen entstanden sein sollte. Die zahlreichen, in dem Kupferschiefer liegenden Fischfossilien — Paläoniscus und Platysomus — sind bekanntlich oft gekrümmt, eine Erscheinung, die durch Vergiftung der sich ins Meer plötzlich ergießenden Kupfersalze bewirkt worden sein sollte. Das letztere ist jedoch nicht zutreffend, da Fischfossilien auch außerhalb des Kupferschiefers überaus häufig gekrümmt sind und fast jede Fischleiche bei der Zersetzung durch die im Inneren des Körpers entstehenden Gase gebogen wird.

Die Anhänger der syngenetischen Erklärung können unmöglich den Gehalt an Kupfer, Silber, Zink u. s. w. in dem Kupferschiefer auf die üblichen minimalen Schwermetallgehalte des Meeres zurückführen, sondern müssen sie als auf einer besonderen, örtlich gesteigerten und konzentrierten Zufuhr von Schwermetallsalzen — vielleicht in Verbindung mit den Eruptionen der Permzeit — beruhend, deuten. Auf solche Weise ließe sich auch die prozentische Verschiedenheit der Gehalte von Kupfer u. s. w. an den verschiedenen Stellen des seichten permischen Meeres eventuell erklären. Es dürfte ferner fraglich sein, ob die Ausfällung des Kupfers u. s. w. durch Schwefelwasserstoff notwendigerweise angenommen werden muß. Eher könnte man, wie E. Kohler (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, S. 55—56, und oben S. 463) betont hat, an eine Adsorption denken. Die hinuntersinkende Trübe von organischer Substanz, Tonpartikeln u. s. w. adsorbiert selbst aus sehr verdünnten Lösungen die Salze von Kupfer, Silber, Zink u. s. w., schlägt somit das Schwermetall zu Boden, wo es — vielleicht durch Schwefelwasserstoff bei der Verwesung, oder durch Reduktion von Sulfaten vermittels organischer Substanz — in Sulfid übergeführt wurde. Eine solche Adsorption erscheint dann als eine Funktion der Quantität der Trübe, und diese Quantität dürfte an den verschiedenen Stellen etwas wechselnd gewesen sein.

Es wäre deshalb auch bei der Annahme einer sedimentären Genesis des Kupferschiefers eine absolute Niveaubeständigkeit nicht zu erwarten.

Im großen ganzen ist der Kupfergehalt wie auch der Bitumengehalt des Kupferschiefers am größten in dessen untersten Teilen. Nach oben nehmen beide, abgesehen von den sekundären Verschiebungen des Kupfergehaltes ab. Dagegen ist der Zinkgehalt des Kupferschiefers häufig höher in den oberen Schichten. Auch diese Erscheinungen lassen sich bei der Annahme der syngenetischen Entstehung des Kupfergehaltes leicht in Einklang mit einem durch „selektive Adsorption“ (siehe S. 464) bewirkten Niederschlag bringen.

Besondere Schwierigkeiten bieten der syngenetischen Erklärung die oftmals wahrzunehmenden Verschiebungen des Kupfergehaltes an den Rücken.

Diese Spaltenfüllungen stellen Quarz-Schwerspatgänge mit Kobalt-Nickelerzen, besonders Arsenerzen, aber nur mit wenig Kupfererz und Zinkblende dar. Das Verhältnis zwischen Kupfer, Silber und Zink einerseits und Kobalt-Nickel anderseits ist also ganz anders auf den Rücken als in dem Kupferschiefer.

Längs der Rücken findet an vielen Stellen besonders im Mansfeldischen eine Anreicherung statt, freilich immer nicht derart, daß die übliche kupferführende Schicht reicher geworden ist, sondern dadurch, daß der etwas höher liegende Dachklotz einen „akzessorischen" Erzgehalt, in Form von bohnen- oder nierenförmigen, kompakten „Hicken" — Kupferglanz, Buntkupfer, Kupferkies und Schwefelkies — enthält[1]). — An anderen Stellen treffen wir umgekehrt eine Abnahme des Kupfergehaltes an den Rücken und wiederum an anderen keinerlei Veränderung.

Bei Schweina in Thüringen ist die Anreicherung des ganzen Flözes an den Rücken die Regel. Ueber Richelsdorf siehe S. 681.

Unter der Voraussetzung einer sedimentären Entstehung läßt sich allerdings — in Uebereinstimmung mit der von Bergeat (1904) gelieferten Deutung — eine Aenderung des Kupfergehaltes an den Rücken durch sekundäre Vorgänge ebenfalls erklären, nämlich durch die Wässer, die von den Spalten aus das Kupferschieferflöz durchdrangen und hier einen Stofftransport bewirkten. Schwer erklärlich ist aber auf diese Weise die besonders häufige Anreicherung an den Rücken.

Gegen die Auffassung, daß die Schwermetalle des Kupferschiefers epigenetisch durch Infiltration von den Rücken aus zugeführt wurden, sind allerdings ebenfalls mehrere Einwände erhoben worden. Es scheint zunächst schwer verständlich, weshalb in dieser Weise in den weit voneinander entfernten Gebieten nur der dünne bituminöse Mergelschiefer und nicht auch einige andere Gesteine, die von den Rücken durchschnitten werden, etwas mit Erz imprägniert wurden. Dazu kommt die, wenigstens auf größeren Gebieten regelmäßig erscheinende Erzführung des Kupferschiefers, welche über Quadratmeilen in den liegendsten Schichten aus Kupfer mit etwas Zink und in den wenige Dezimeter höheren aus weniger Kupfer, aber mehr Zink besteht. Das Metallverhältnis Kupfer : Zink : Silber : Kobalt und Nickel ist auch ganz anders im Kupferschiefer als auf den Rücken.

Schließlich weist Vogt darauf hin, daß man auch außerhalb Deutschlands Vorkommen mit freilich meist nur wenig Kupfer kennt, welche geologisch mit dem permischen Kupferschiefer verglichen werden können. So beschreibt J. Kiär[2]) (Kristiania) von Ringerike in der Nähe von Kristiania nur 0,42—0,45 m starke Schichten eines mehr oder weniger sandigen Tonschiefers, der in Sandstein eingebettet überaus reich an obersilurischen Fischen und einigen anderen Fossilien ist. Besonders muß hervorgehoben werden, daß die dünne Schicht mit den vielen Fischfossilien einen konstanten, freilich nur 0,17—0,23 Proz. betragenden Kupfergehalt hat. Hier glaubt Vogt nur an eine gleichzeitige Ablagerung von fischreichem Material und Kupfer denken zu können. Mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit sei auch hier der Metallgehalt durch Adsorption zu erklären.

---

[1]) Die Mansfeldische Kupferschiefer-Gewerkschaft zu Eisleben. Festschrift 1907, S. 19.

[2]) A new Downtonian Fauna in the Sandstone Series of the Kristiana Area. Kristiania, Gesellsch. d. Wissensch., math.-naturw. Kl. 1911.

Die wirtschaftliche Bedeutung des deutschen Kupferschiefers hängt sowohl von dem Kupfer- als von dem Silbergehalt ab; in Deutschland kann man die Metallgehalte nur in zwei Gebieten als reichlicher ansehen, nämlich in Mansfeld und in Richelsdorf. — Die Erze gehören zu den selbstgehenden, d. h. sie können nach dem Abrösten ohne wesentliche Zuschläge verschmolzen werden.

Eine rentable Verarbeitung ist, wie die Erfahrung zeigt, nach dem heutigen Stande der Hüttenkunde nur bei höheren Kupferpreisen möglich.

Mansfeld.

Literatur.

J. C. Freiesleben, Geognostischer Beitrag zur Kenntnis des Kupferschiefergebirges mit besonderer Hinsicht auf einen Teil der Grafschaft Mansfeld. Freieslebens Geognostische Arbeiten Bd. 1—4. Freiberg 1807—1815. — A. W. F. v. Veltheim, Ueber das Vorkommen der metallischen Fossilien in der alten Kalkformation im Mansfeldischen und im Saalkreise. Karstens Archiv 1827, Reihe I, Bd. 15, S. 89. — Plümicke, Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Kupferschieferflözes in der Zechsteinformation der Grafschaft Mansfeld. Karstens Archiv 1844, Reihe II, Bd. 18, S. 139. — Baeumler, Ueber das Vorkommen von Nickelerzen im Mansfeldschen Kupferschiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1857, IX, S. 25. — Brathuhn, Generalkarte von den gesamten Mansfeldischen Kupferschieferrevieren 1858. — J. Hecker, Erfahrungen über das Vorkommen der Sanderze in den Sangerhäuser und Mansfeldischen Revieren. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle 1859. — H. B. Geinitz, Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende 1861. — H. Mentzel, Mansfelder Kupferschiefer-Bergbau. Berg- u. Hüttenmänn. Zeitg. 1864, S. 213 u. 1865, S. 65. — Ottiliae, Notiz über die Metallführung des Mansfeldschen Kupferschieferflözes. Abhandl. d. naturforsch. Gesellsch. zu Halle 1866. Sitzungsber. IX, S. 18. — Schrader, Der Mansfelder Kupferschiefer-Bergbau. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen in Preußen 1869, S. 251. — Mansfeldische kupferschieferbauende Gewerkschaft. Der Kupferschieferbergbau und Hüttenbetrieb zur Verarbeitung der gewonnenen Minern in den beiden Mansfelder Kreisen und im Sangerhäuser Kreise der preußischen Provinz Sachsen unter Berücksichtigung der geognostischen und historischen Verhältnisse. Dargestellt von der Oberberg- und Hüttendirektion der Mansfelder kupferschieferbauenden Gewerkschaft zu Eisleben. Gewidmet den Teilnehmern des IV. Allgemeinen Deutschen Bergmannstages zu Halle a. d. S. 1889.— Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten Bl. Leimbach, Mansfeld, Riestedt, Hettstedt, Eisleben, Schraplau, Cönnern, Wettin, Teutschental, Petersberg nebst den zugehörigen Erläuterungen. — F. Beyschlag, Geologische Uebersichtskarte der Gegend von Halle a. d. S. Die Mansfelder Mulde und ihre Ränder. Berlin 1899. — Derselbe, Beitrag zur Genesis des Kupferschiefers. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900, S. 115. — Die Mansfeldische kupferschieferbauende Gewerkschaft. Festschrift zum X. Deutschen Bergmannstage, 10.—12. September 1907 (hierin der geologische Abschnitt von Beyschlag). — W. Bruhns unter Mitwirkung von H. Bücking, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1906. Neubearbeitung des gleichnamigen v. Dechenschen Werkes.

Der seit Jahrhunderten in den beiden Mansfelder Kreisen rege größte deutsche Kupfererzbergbau ging von den am Rande der Mulde zutage ausstreichenden Kupferschieferpartien aus (Fig. 156). Gegenwärtig ist er auf den westlichsten Teil der Mansfelder Mulde am Fuße des Harzes beschränkt.

Die Mansfelder Mulde, die Geburtsstätte der modernen Stratigraphie,

verdankt ihren Namen nicht nur dem ausgesprochen muldenförmigen geologischen Bau, sondern bis zu einem gewissen Grade auch ihrer orographischen Gestaltung. Sie lehnt sich mit ihrer westlichen Umrandung an den östlichen Unterharz an und sendet aus der Gegend von Annarode über Blankenrode, Bischofsrode bis Hornburg einen orographisch und geologisch gleich deutlichen Ausläufer, den sogenannten Hornburger Sattel, der die Mulde im Südosten abschließt. In ihrer nördlichen Begrenzung verbindet sie den äußersten nördlichen Ausläufer des Harzes bei Walbeck über Hettstedt, Gerbstädt, Friedeburg mit dem jenseits der Saale sich erhebenden karbonisch-rotliegenden Randgebirge von Wettin und Halle durch die sogenannte Hettstedter Gebirgsbrücke. Die Höhen der Porphyrberge, welche die Saale von Halle über Kröllwitz, Lettin, Brachwitz und Wettin flankieren, bilden den nordöstlichen Rand der auch hier orographisch deutlich abgegrenzten Mulde. Der Nordrand ist in

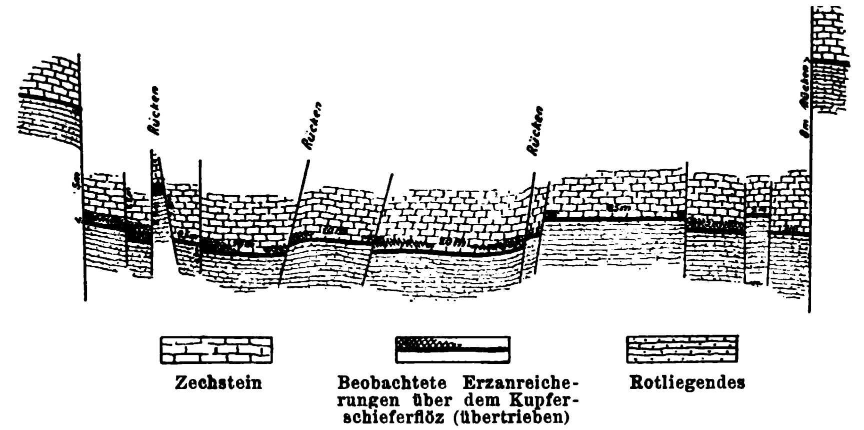


Fig. 156. Profil des Flözgrabens südlich von dem 80er Flachen. (Nach Jubiläumsschrift 1907.)

der Gegend von Gerbstedt und Hettstedt am wenigsten ausgeprägt. Nach Südosten ist die Mansfelder Mulde orographisch und geologisch geöffnet. Neben der Erosion ist für die Orographie des Gebietes die uralte, an die tertiäre Faltung der Schichten anknüpfende natürliche Auslaugung der Salz- und Gipsschichten des Untergrundes von Bedeutung, da durch sie gewaltige Senkungsfelder erzeugt wurden.

An dem Aufbau der Mansfelder Mulde und ihres tieferen Untergrundes beteiligen sich als Untergrundschichten das Devon des Unterharzes, das Karbon und Unterrotliegende und als Muldenfüllung Oberrotliegende, der Zechstein, Buntsandstein und Muschelkalk in konkordanter, gleichförmiger Lagerung. Das Tertiär bildet nur kleinere oberflächliche, durch den Reichtum an Braunkohlen wirtschaftlich bedeutsame Becken.

Auch die Untergrundschichten sind muldenförmig gelagert, ihre Muldenachse streicht aber nordöstlich, während diejenige der Mansfelder Mulde nordwestlich verläuft. Die letztere ist in den tiefen Untergrund derart eingefügt, daß zunächst die Schichten des Oberrotliegenden in

sehr wechselnder Mächtigkeit die Ungleichheiten der Unterlage ausgleichen und auf dem dadurch ebener gewordenen Untergrunde später die hier besonders interessierenden marinen Ablagerungen entstanden.

Die Zechsteinformation gliedert sich im Mansfeldischen von oben nach unten in drei Abteilungen, nämlich den Oberen Zechstein (vom Hangenden zum Liegenden: Zechstein-Letten, Jüngere Salzfolge mit Hauptanhydrit, grauer Salzton, Aeltere Salzfolge mit Kalihorizont, älterem Steinsalz, Basisanhydrit), den Mittleren Zechstein (älteste Salzfolge mit ältestem Steinsalz, Anhydrit und deren Residualbildungen und Dolomit) und schließlich den Unteren Zechstein (Zechsteinkalk, Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat).

Das Zechsteinkonglomerat ist häufig schwer von dem sogenannten Weißliegenden (entfärbtem Rotliegenden) zu unterscheiden. Die oberste Bank des Zechsteinkonglomerates ist stellenweise durch ein kieselsäurereiches Bindemittel verkittet und wird daher auch als Hornschale bezeichnet. Das Kupferschieferflöz besteht aus einem bituminösen schwärzlichen Mergelschiefer von dichter, feinschichtiger Beschaffenheit und erheblicher Festigkeit, so daß die frischen Schiefer beim Anschlagen klingen. Nur am Ausgehenden werden sie durch Verwitterung mulmig und zerreiblich. Der Bitumengehalt im Schiefer ist im Streichen konstant, aber, wie bereits oben angeführt, in den unteren Schichten reichlicher als in den oberen.

Der Bergmann unterscheidet innerhalb der Mansfelder Mulde die Entwicklung des Kupferschieferflözes und des in seinem unmittelbaren Hangenden befindlichen Zechsteinkalkes in sehr detaillierter Weise. Längs des Nordrandes der Mulde in der Nähe von Hettstedt auf den sogenannten „Unteren Revieren“ ist die Entwicklung und damit die Benennung der Kupferschieferhorizonte eine etwas abweichende von derjenigen längs des westlichen Muldenrandes in den sogenannten „Oberen Revieren“, die sich von Eisleben bis Helbra erstrecken.

Die folgende Tabelle zeigt die Verschiedenheit der Entwicklung:

Untere Reviere (Hettstedt)	Obere Reviere (Eisleben)
Dachklotz (Zechsteinkalk). Gelegentliche Erzführung namentlich in der Nähe der Rücken in Form von kleinen bohnengestaltigen, derben Kupferglanzmassen, sogenannte „Hieken“.	
12—16 cm Dachberge (Oberberge). Schwarze Berge (Noberge). 10—12 „ Lochberge.	12—18 cm Graue Berge (Dachberge). Schwarze Berge (Noberge). 10—15 „ Oberer und Unterer Schieferkopf.
2—4 cm Kammschale. 2—3 „ Kopfschale. 6—8 „ Oberer und Unterer Schieferkopf.	2,5—4,0 cm Kammschale. 3,0—6,0 „ Grobe Lette.
1,5—2,5 cm Lochschale. 2,0—3,5 „ Lochen. 1,5—2,0 „ Liegende Schale.	2—4 cm Feine Lette.
Weißliegendes, d. i. gebleichtes oberes Rotliegendes, Porphyrkonglomerat.	

Das Mansfelder Kupferschieferflöz ist paläontologisch durch seine vielen Fischreste (Palaeonicus Freieslebeni und Platysomus gibbosus) und die Nadelholzzweige (Ullmannia) ausgezeichnet. Die Schichten sind marin; das Vorkommen von Pflanzenresten u. s. w. deutet auf eine Ablagerung nahe der Küste.

Die untere, höchstens 3—5 cm starke Partie führt im Mansfeldschen regelmäßig einen Kupfer- und Silbergehalt in Form feinsten Erzstaubes, der nur dann mit unbewaffnetem Auge erkennbar ist, wenn er sich gelegentlich auf feinen Schichten und Klüften konzentriert. Erz- und Bitumengehalt nehmen, wie bereits oben angeführt, vom Liegenden zum Hangenden des Kupferschiefers allmählich ab, indessen ist der letztere konstanter als die Erzführung, die meist nur die untersten 7—13 cm des Flözes bauwürdig erscheinen läßt. Der feine Erzstaub, die sogenannte „Speise" besteht aus Buntkupfererz, Kupferglanz, Kupferkies, selten in geringerem Maße aus Bleiglanz und Schwefelkies, zu denen sich mitunter noch etwas Fahlerz, Kobalterz und Antimonglanz gesellen. Chemisch nachweisbar sind Molybdän, Selen, Vanadin und ziemlich viel Zink.

Neben der Speise trifft man nicht selten feine Schnüre von Buntkupfererz und Kupferglanz, die häufig parallel der Schichtung verlaufen; ebenso findet man auf den Schichtflächen und Querklüften Anflüge von Kupferglanz, Buntkupfererz, Kupferkies und metallischem Silber und endlich erscheinen auch öfter einzelne Erzflecke, Körner und Nieren (Erzhieken oder -bohnen).

In bezug auf die Erzmenge treten sie aber gegenüber den als Speise vorkommenden Metallgehalten zurück. Je feiner und dichter die Speise ist, desto reicher ist der Kupfergehalt.

Wenn auch das ganze Profil des Kupferschieferflözes metallführend ist, so beschränkt sich die Schmelzwürdigkeit doch nur auf einzelne Lagen, meist bis einschließlich der Kammschale im Hangenden. Wenn die letztere und das nächstjüngere Glied, der Schieferkopf, auffallend viel Kupfer enthalten, so sind die liegenden Schichten kupferarm.

Deshalb sind in den Hettstedt-Gerbstädter Revieren in der Regel nur der Lochen mit der Lochschale und dem Schieferkopf, in den Eislebener Revieren dagegen die Lette zum Teil mit, zum Teil ohne Kammschale, selten aber mit dem Kopf Gegenstand der Gewinnung; die Mächtigkeit schwankt in den ersteren Revieren zwischen 7 und 10, in den letzteren zwischen 8 und 17 cm. In der Nähe der Rücken findet man besonders in den Eislebener Revieren die Schwarzen Berge und den Dachklotz bis zur Fäule (über den Dachbergen) kupferhaltig, und zwar treten Erze als Hieken auf.

Der Einfluß der Rücken und Flözverwerfungen macht sich bei Mansfeld in einer Vermehrung oder Verminderung des Metallgehaltes, und zwar nicht nur unmittelbar an der Kluft, sondern sogar auf weite Entfernungen geltend. In den Eislebener Revieren bewirken die Rücken eine Veredlung des Flözes, in den Hettstedter aber das Gegenteil. Im Durchschnitt hat der Kupferschiefer in den eigentlichen Mansfelder Revieren zwischen Gerbstädt und Eisleben einen Kupfergehalt von 2—3 % mit 5,5 kg Silber

in der Tonne Kupfer. Die Schiefer auf dem ganzen nördlichen Flözzuge, sowie um die Spitze des Hornburger Sattels herum sind ärmer, sie dürften im Durchschnitt kaum $1^1/_2$ Proz. Kupfer bei gleichem Silbergehalt in der Tonne Kupfer führen.

In dem durch den Hornburger Sattel abgetrennten benachbarten, dem Südrande des Harzes sich anlagernden Sangerhäuser Gebiet ist der Bergbau gegenwärtig so gut wie erloschen.

In diesem zweiten Distrikt erstreckte sich die Erzführung auf das im unmittelbaren Liegenden des Kupferschiefers auftretende Weißliegende, also auf gebleichte rotliegende Schichten, auf denen hier das Kupferschieferflöz unmittelbar liegt, da das Zechsteinkonglomerat fehlt. Im Höchstfalle handelte es sich um eine 7 cm mächtige Imprägnation des Weißliegenden mit Kupferkies, etwas Kupferglanz und deren Zersetzungsprodukten Malachit und Kupferlasur. Man bezeichnete die erzführende Lage als gelbe Tresse, sie enthielt 5—10 Proz. Kupfer; die ärmeren Erze werden Sanderze genannt.

In den Eislebener und Hettstedter Revieren finden sich Sanderze vereinzelt und zufällig. Anscheinend sind nur einzelne Rücken oder Verwerfungen der Bildung der Sanderze günstig gewesen.

Die Rücken des Kupferschieferflözes sind entweder metalleer, oder sie enthalten reiche Anhäufungen von Erzen, und zwar namentlich von Kupfer und Nickel. Die Erzführung beschränkt sich in der Regel auf die Ganghöhe zwischen den beiden verworfenen Kupferschieferteilen.

Zur näheren Erläuterung geben wir einige Analysen, die der oben zitierten Mansfelder Festschrift vom Jahre 1907 entnommen sind (siehe nebenstehende Tabellen S. 613).

Der Bergbau von Mansfeld soll im Jahre 1199 oder 1200 begonnen haben; am 12. Juni 1900 wurde das siebenhundertjährige Jubiläum gefeiert.

In früheren Jahrhunderten war der Betrieb jedoch ziemlich klein; später stieg er sehr stark, so daß Mansfeld jetzt der zweitgrößte Kupferproduzent Europas ist; an erster Stelle steht Rio Tinto in Spanien. Außerdem ist Mansfeld ohne Zweifel der größte Silberproduzent Deutschlands.

Die Kupferproduktion betrug (siehe Bd. I, S. 189): 1779—1877 = 130 000 t; 1878—1893 = 180 000 t; 1894—1907 = 280 000 t; einschließlich der noch früheren Produktion und derjenigen der letzten Jahre ergeben sich zusammen etwa 800 000 t Kupfer.

Im Jahre 1906 betrug die verhauene Flözfläche 1 509 008 qm. Pro Quadratmeter erhielt man durchschnittlich 0,458 t Schmelzerz mit Metallausbringen im Rohstein von 3,01 Proz. Kupfer und 0,166 kg Silber, demnach pro Quadratmeter Flözfläche 13,8 kg Kupfer und 0,76 kg Silber.

Die Entwicklung der letzten fünfzig Jahre ergibt sich aus der folgenden Produktionsstatistik (siehe die Tabelle auf S. 614).

In den letzten Jahren wurden jährlich 16—17 Mill. Stück Pflastersteine aus den Rohschlacken hergestellt.

	Durchschnittserz Nr. 1	Kammschale Nr. 2	Kopf Nr. 3	Schwarze Berge Nr. 4	Dachberge Nr. 5	Fäule Nr. 6		Rohschlacken Nr. 7	Rohschlacken Nr. 8
SiO_2	33,15	39,67	35,00	40,47	24,15	28,45	SiO_2	49,09	48,56
Al_2O_3	17,30	14,00	11,07	12,88	7,75	8,27	Al_2O_3	16,02	17,60
Fe_2O_3	—	—	—	—	0,69	0,68		—	—
FeO	3,34	2,56	2,02	2,43	1,50	1,33	FeO	5,58	2,46
CaO	10,40	5,94	12,50	10,71	22,16	24,90	CaO	15,23	21,81
MgO	1,00	4,83	7,49	6,69	9,36	4,98	MgO	6,61	3,00
K_2O	—	3,46	3,22	3,28	2,05	2,42	K_2O	4,32	4,18
Na_2O	—	1,15	1,02	1,23	0,71	1,09	Na_2O	0,44	0,69
P_2O_5	—	0,23	0,15	0,21	0,13	0,13		—	—
S	2,31	2,30	1,64	1,34	0,61	0,56	S	0,18	0,19
SO_3	—	0,23	0,48	0,79	2,15	0,30		—	—
Cu	2,75	0,85	0,71	0,58	0,14	0,15	Cu_2O	0,26	0,28
Ag	0,014	—	—	—	—	—		—	—
Zn	1,28	2,04	2,11	0,90	0,46	0,62	ZnO	1,76	0,85
Pb	—	1,47	0,94	0,83	Spur	0,05	PbO	0,09	0,09
Ni	0,018	—	—	—	—	—	NiO, CoO	0,013	0,009
MnO	—	0,26	0,33	0,44	0,68	0,61	MnO	0,37	0,32
CO_2	9,24	7,56	16,26	14,02	26,16	24,39		—	—
C	9,06[1]	9,96	3,70	1,61	0,32	0,22	C	0,13	0,06
H_2O	1,70	8,87	4,07	2,87	1,58	1,42		—	—

	Rohstein Nr. 9	Rohstein Nr. 10	Rohstein Nr. 11	Kupfer (Gußraffinad) Nr. 12	Kupfer (Gußraffinad) Nr. 13
Cu	40,06	41,84	42,03	99,772	99,734
Ag	0,22	0,23	0,24	0,033	0,032
Fe	26,29	21,35	20,93	—	—
Pb	0,60	1,01	1,11	0,043	0,044
Zn	4,35	5,58	6,72	—	—
Mn	0,51	0,66	0,40	—	—
Ni	0,32	0,29	0,38	0,113	0,161
Co	0,32	0,26	0,34	—	—
S	24,96	25,03	25,24	—	—
As	0,02	0,02	0,04	0,014	0,019
Al_2O_3	1,15	1,06	1,19	—	—
Alkalisalze[2])	0,51	1,99	1,02	—	—

[1]) Bitumen.

Nr. 1. Aus feiner Lette, grober Lette und Kammschale zusammengesetzte Durchschnittsprobe einer Monatsförderung vom Hoffnungsschacht 1899.

Nr. 2—6. Einige Schichten des Kupferschiefers im Ottoschacht 1891.

Nr. 7—8. Rohschlacken vom Jahre 1903 bzw. von der Krughütte und der Kochhütte. Die Analysen der Rohschlacken ergeben ziemlich genau die Zusammensetzung des Schiefers nach Abzug der Kohlensäure, des Bitumens und der Erze.

[2]) Wasserlösliche Alkalisalze.

Nr. 9, 10 und 11. Rohstein-Durchschnittsproben 1906, bezw. von der Krughütte, Eckardhütte und Kupferkammerhütte. — Nr. 12 und 13. Gußraffinad.

Aus diesen und zahlreichen anderen Analysen berechnet sich: 100 Cu : etwa 0,55 Ag.

Im ganzen Kupferschieferflöz annähernd gleichviel Kupfer und Zink; viel weniger Blei als Zink.

Etwa 60—100mal so viel Kupfer als Nickel und Kobalt zusammen und ungefähr gleichviel Nickel und Kobalt.

Im Jahre 1906 betrug die Gesamtbelegschaft 21 239 Mann, davon waren 16 386 unter Tage beschäftigt. Rechnet man Frauen und Kinder mit, so leben rund 65 000 Einwohner von dem Betriebe.

Produktion des Mansfelder Werkes:

	Kupfer t	Silber t
1860	1 501	7,8
1865	2 113	10,1
1870	3 803	17,5
1875	6 039	30,1
1880	9 859	51,6
1885	12 724	75,1
1890	16 391	88,1
1895	15 079	75,9
1900	18 676	97,5
1905	19 878	101,3
1911	20 851	113,3
1912	20 503	112,7

Andere deutsche Kupferschiefervorkommen vom Typus Mansfeld.

Literatur.

L. v. Ammon, Ueber eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt an der Rhön. Bayr. geogn. Jahresh. XIII, 1900, S. 149—193. — A. Heuser, Versuch einer geognostischen Beschreibung der im Richelsdorfer Gebirge aufsetzenden Gänge und sogenannten Veränderungen. Von Leonhards Taschenbuch XIII, 1819, S. 311—447. — Graßmann, Das Richelsdorfer Kupfer- und Kobaltwerk in Hessen. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen XXXIV, 1886, S. 195—207. — Joh. Leb. Schmidt, Mineralogische Beschreibung des Biebergrundes. Von Leonhards Taschenbuch II, 1808, S. 45—70. — H. Bücking, Der nordwestliche Spessart. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1892, N. F. XII, S. 137 bis 141. — G. Würtenberger, Ueber die Zechsteinformation, deren Erzführung und den Unteren Buntsandstein bei Frankenberg in Kurhessen. Neues Jahrb. 1867, S. 10—38. — Derselbe, Zur Geschichte des Frankenberger Kupferwerkes im Regierungsbezirk Cassel. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen XXXVI, 1888, S. 192—209. — E. Holzapfel, Die Zechsteinformation am Ostrande des Rheinisch-Westphälischen Schiefergebirges. Marburger Dissertation 1879. — A. Denckmann, Die Frankenberger Permbildungen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1891, S. 234—267. — A. Leppla, Ueber die Zechsteinformation und den unteren Buntsandstein im Waldeckischen. Ebenda 1890, S. 40—82. — F. Drevermann, Ueber ein Vorkommen von Frankenberger Kupferletten in der Nähe von Marburg. Zentralbl. f. Min. 1901, S. 427—429. — Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe, sowie der Fürstentümer Waldeck und Pyrmont. Herausgegeben v. Kgl. Oberbergamt zu Bonn 1890, S. 120—121, 139—143. — v. Festenberg-Packisch, Der metallische Bergbau Niederschlesiens. Wien 1881, S. 75—77. — F. Pošepný, Ueber die Genesis der Erzlagerstätten. Leobener Jahrb. XLIII, 1895. — Eigene Untersuchungen von Krusch im Gebiete von Schweina.

Die Verbreitung des Kupferschiefers in Deutschland deckt sich mit der einstigen Ausdehnung des Zechsteinmeeres, welches sich nicht nur über

das Gebiet von Mansfeld, sondern auch über die westlichsten Teile von Nord- und Mitteldeutschland bis weit nach Holland hinein erstreckte. Ueber die nördliche Grenze innerhalb Deutschlands und die westliche in Holland haben wir noch keine Anhaltspunkte. Seine südlichste Grenze lag in der Gegend des heutigen Odenwaldes und Spessarts, von hier aus erstreckte es sich nach Osten über den Frankenwald, Sachsen und die Gegend von Löwenberg in Schlesien bis zur russisch-posenschen Grenze und das nordöstlichste Ostpreußen. Alle in diesem Rahmen liegenden Gebiete waren von den Bildungen der Zechsteinformation überdeckt, insonderheit auch unsere Mittelgebirge, der Thüringer Wald, der Harz z. T. und die weitere Umgebung der heutigen Mansfelder Mulde u. s. w.

Die jetzige Verbreitung ist bedingt durch die Wirkungen der späteren Abrasion. Die Zerlegung der ursprünglich einheitlichen Meeresablagerungen der Zechsteinformation in einzelne große Mulden und Becken erfolgte in der Hauptsache während der Tertiärzeit bei der Herausbildung der deutschen Mittelgebirge.

Durch diesen Vorgang wurde auch die kleine Mansfelder Mulde einerseits von der größeren subherzynischen Magdeburg-Halberstädter und anderseits von der zwischen Harz und Thüringer Wald belegenen Thüringischen oder Südharzer Mulde abgetrennt.

Richelsdorfer Gebirge (zwischen Bebra und Gerstungen).

Im Unteren Zechstein bei Richelsdorf führt nicht nur der Kupferschiefer, sondern auch das liegende Konglomerat (Grauliegendes) Kupfer, so daß eine mehrere Zentimeter breite „Tresse“ auf großen Flächen vorhanden ist. Die Kupfererze finden sich in Form feiner Verteilung als sogenannte „Speise“ im Kupferschieferflöz und als derbe Imprägnation im Konglomerat.

Während im Schiefer Buntkupfer und Kupferglanz vorherrschen, tritt im Konglomerat hauptsächlich Kupferkies hervor. Stellenweise finden sich auch Schwefelkies, Bleiglanz und Zinkblende. Wie die alten, recht ausgedehnten Bergbaue ergeben haben, ist der Kupfergehalt im großen ganzen immerhin doch ziemlich regelmäßig in der Flözplatte verteilt. Er erreicht nach den neueren Untersuchungen Kruschs auf großen Gebieten meist über 3 Proz. Die Mächtigkeit beträgt 13 cm mit einem Durchschnittskupfergehalt von 3,2 Proz., darüber liegen 4 cm sogenannte Abschäler mit 1,3 Proz. Kupfer, die nach dem Hangenden allmählich in den für den Bergbau wertlosen Zechsteinkalk übergehen. Rechnet man das Kupferschieferflöz zu 17 cm, so ergibt sich ein durchschnittlicher Kupfergehalt von 2,7 Proz., nimmt man nur 15 cm Stärke, so erhöht er sich auf 2,9 Proz. Der Silbergehalt schwankt zwischen 20 und 30 g pro Tonne, bleibt also wesentlich hinter demjenigen Mansfelds zurück.

Die Menge des Sanderzes erreichte nach den Resultaten des letzten allerdings nur kleinen Betriebes 31,4 Proz. der Kupferschiefermenge, sein Kupfergehalt betrug im Durchschnitt 5,6 Proz. und schwankte im ganzen zwischen 4,35 und 7,45 Proz.

Der Einfluß der meist als kobalterzführende Schwerspatgänge ausgebildeten Verwerfungen auf den Kupfergehalt des Flözes ist derart, daß erzführende Spalten den Kupfergehalt verringern, während erzfreie ihn erhöhen. Infolge des Sinkens des Kupferpreises wurde der Betrieb von Richelsdorf vor einigen Jahren eingestellt.

Thüringer Wald.

Das um den Thüringer Wald einen zusammenhängenden Saum bildende Kupferschieferflöz wurde namentlich in der Gegend von Schweina und Gumpelstadt in den letzten Jahrzehnten untersucht. Auch hier ruht der Kupferschiefer auf dem Zechsteinkonglomerat, das stellenweise auf 5—10 cm Stärke mit Kupfererzen imprägniert ist. Das Kupferschieferflöz hat 10—15 cm Mächtigkeit. Die Erzführung, die ebenfalls fein verteilt ist, unterscheidet sich von den vorgenannten Revieren dadurch, daß Kupferkies überwiegt, Kupferglanz und Buntkupfererz dagegen zurücktreten.

Hier lassen sich die Beziehungen zwischen dem Kupfergehalt des Flözes und dem Verlauf der Rücken ausgezeichnet nachweisen. Während der Metallgehalt des Flözes in unmittelbarer Nähe der Rücken bis 3 Proz. erreichen kann, ist der Durchschnittsgehalt kaum höher als etwa 1 Proz. Der Silbergehalt spielt keinerlei Rolle.

Das Schweinaer Gebiet ist, abgesehen vom Kupferschiefer, durch die Kobalt- und Nickelerzführung der Rücken bekannt geworden. Von den Rücken aus hat auch eine Imprägnation des Flözes durch Kobalt stattgefunden, ebenso kann man häufig einen geringen Zink- und Arsengehalt nachweisen; wirtschaftliche Bedeutung hat das Vorkommen heute leider nicht.

Bei einigen andern Vorkommen wie Stadtberge und Goldberg ist das Profil ein wesentlich vom Mansfelder Gebiet abweichendes:

Stadtberge (Niedermarsberg).

Literatur.

Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe, sowie der Fürstentümer Waldeck und Pyrmont. Herausgegeben v. Kgl. Oberbergamt zu Bonn 1890. — Buff, Akten des Kgl. Oberbergamts zu Bonn. — W. Bruhns, unter Mitwirkung von H. Bücking, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1906. Neubearbeitung des gleichnamigen v. Dechenschen Werkes.

Hier besteht der untere Zechstein aus 10—15 cm starken Kalksteinbänken, welche durch dünne, 0,5—5 cm dicke Mergelschieferlagen voneinander getrennt sind.

Die Kupfererze sind auf die Mergelschiefer beschränkt, welche meist zwei- bis dreimal im Profil auftreten, aber auch in zahlreichen, wenig

mächtigen und oft auskeilenden Flözen vorkommen können. Die Erze bestehen aus Malachit, seltener aus Kupferlasur und Kupferglanz. Der Kupfergehalt schwankt zwischen 1—6 Proz. und nimmt in der Nähe der Verwerfungen zu. Meist bleibt er weit unter der Bauwürdigkeit. Die Lagerstätte hat in wirtschaftlicher Beziehung nie eine größere Rolle gespielt.

Die Störungen setzen erzführend durch den Zechstein hindurch in die liegenden Kulm-Kieselschiefer, in denen die zweite, wichtigere, gegenwärtig noch gebaute Kupfererzlagerstätte auftritt.

Die Erze finden sich unmittelbar unterhalb des auflagernden Zechsteins am Juttenberg (Grube Oskar), am Kohlhagen (Grube Minna) und am Bilstein (Grube Frederike).

Die äußerst zerklüfteten Kulm-Kieselschiefer zeigen hier eine Unzahl mit Erzen ausgekleideter Klüfte, und zwar sind in dem heute abgebauten Teil der Lagerstätte Kupferglanz, Buntkupfererz und Kupferkies besonders häufig. Als hauptsächlich erzführend muß eine 15—20 m mächtige Kulm-Kieselschieferzone angesehen werden. In der Nähe der Tagesoberfläche zeigten sich die Erze durch den Einfluß der Atmosphärilien in oxydische und karbonatische (Malachit, Kupferlasur, Rotkupfererz) und Gediegen Kupfer umgewandelt. Der Metallgehalt der bauwürdigen Teile schwankt zwischen 1,5—3,5 Proz., im ganzen dürfte sich bei der erzführenden Zone ein Durchschnitt von 1,6 Proz. (Grenzen zwischen 0,5 und 5 Proz.) ergeben. Besonders metallreich sind die Schiefer in unmittelbarer Nähe der Störungen.

Der Bergbau von Stadtberge beschäftigte sich ursprünglich mit den Kupfererzen im Zechstein und nahm später die oxydischen Erze des Kieselschiefers in Angriff. In neuerer Zeit war man gezwungen, die tieferen sulfidischen abzubauen.

Die Produktion von Stadtberge beträgt aus den beiden Gruben Oskar und Minna jährlich etwa 50 000 t Erz im Werte von etwa 270 000 Mk.

Goldberg in Schlesien.

Literatur.

H. v. Festenberg-Packisch, Der metallische Bergbau Niederschlesiens, 1881. — W. Bruhns unter Mitwirkung von H. Bücking, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1906. Neubearbeitung des gleichnamigen von Dechenschen Werkes.

Am Nordabfall des Riesengebirges tritt der Zechstein von Naumburg am Queiß bis in die Gegend von Goldberg kupferführend zutage. Die alten Bergwerksorte sind Neukirch, Polnisch-Hundorf, Konradswaldau, Haasel, Prausnitz und Goldberg.

Am ehemals wichtigsten Betriebspunkte Haasel besteht der untere Zechstein aus einer Wechsellagerung von Kalkstein und Mergelschiefer. Die Kupfererze treten hauptsächlich im Schiefer auf. Bei Haasel hatten die sieben Mergelschieferlagen 0,75—1,1 m Mächtigkeit. Ihr Kupfergehalt betrug durchschnittlich 1,6, im Maximum 2,16 Proz. bei 50 g Silber in der Tonne. Die die Mergelschiefer trennenden Kalksteinbänke hatten im

Durchschnitt 26 cm und wiesen einen Kupfergehalt von 1,03—1,58 Proz. bei 20 g Silber auf.

Die Erze bestehen aus Kupferlasur und Malachit. Von 1866—1883 produzierte man 1100 t Kupfer und 3437 kg Silber aus etwa 85 000 t Erz.

Vorkommen, welche dem Kupferschiefer wahrscheinlich genetisch analog sind.

Oben (S. 607) haben wir einen obersilurischen, an Fischresten (!) sehr reichen Tonschiefer mit einer geringen Kupfermenge aus dem Kristianiagebiet erwähnt.

Außerdem findet man hier und da besonders Brandschiefer oder andere mehr oder minder bituminöse Schiefer, die durch einen jedenfalls so hohen Kupfergehalt gekennzeichnet sind, daß Gruben angelegt wurden. Gelegentlich ist auf solchen Vorkommen sogar ein nicht unwesentlicher Bergbau umgegangen; bei den niedrigen Kupferpreisen der letzten Jahrzehnte scheinen aber alle hierher gehörigen Betriebe nicht rentabel gewesen zu sein. Das primäre Erz ist in vielen Fällen hauptsächlich Kupferglanz.

Derartige Vorkommen treten an mehreren Stellen in Böhmen auf und gehören auch hier dem Perm an. Wir erwähnen Hohenelbe und Starckenbach im nordöstlichen Böhmen mit einer Kupfererzimprägnation in Brandschiefer. Das eigentliche Erzlager, welches früher abgebaut wurde, war reich an Pflanzenresten.

Wernersdorf, ebenfalls in Böhmen, mit geschwefelten Erzen, besonders Kupferglanz in verschiedenen Niveaus in mergligen Schiefern. — Nach Gürich handelt es sich hier um sedimentäre Lagerstätten (Katzer, Geologie von Böhmen, 1892, S. 1188—1212, 1222—1225; G. Gürich, Die Kupfererzlagerstätte von Wernersdorf bei Radowenz in Böhmen, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893, S. 370—371; hier auch Angabe der älteren Literatur).

In Texas findet sich zwischen 98 und 100° westlicher Länge von Greenwich bei 33—34° nördlicher Breite in einem ausgedehnten Gebiet eine Reihe permischer Kupfererzlagerstätten in verschiedenen stratigraphischen Niveaus. Das Erz ist hier besonders an mehr oder minder bituminösen Schieferton oder an Mergel, der reich an Pflanzenresten ist, gebunden. Der Bergbau lohnte sich nicht (Schmitz, Copper Ores in the Permian of Texas. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. XXVI, 1896, S. 97—108; hier Angabe der älteren Literatur).

In der Nähe von New Annan in Neuschottland gibt es permische Kupfererzablagerungen mit hauptsächlich Kupferglanz in einem dünnen glimmerigen Sandstein, der Pflanzenreste führt (H. Louis, Trans. Amer. Inst. Min. Eng. XXVI, 1896, S. 1051—1052).

Einen sogenannten „Kupferschiefer“ in kristallinen Schiefern von Stora Strand in Dalsland in Schweden besprechen wir in dem Abschnitt über Fahlbänder (S. 620).

Es dürfte fraglich sein, ob alle hier kurz aufgezählten Vorkommen

genetisch mit dem deutschen Kupferschiefer zu vergleichen sind; der permische Kupfersandstein in Rußland entfernt sich bereits so weit von dem Kupferschiefer, daß er zu einer anderen Lagerstättengruppe gerechnet werden muß.

Die Fahlbänder.

Der Ausdruck „Fahlband" (siehe S. 154) stammt ursprünglich von Kongsberg in Norwegen, wohin deutsche Bergleute im 17. Jahrhundert gerufen wurden. Die Bezeichnung „fahl" rührt von der rostfarbenen Verwitterung der kiesführenden Schichten, die „Bänder" genannt wurden, her.

Unter einem Fahlband versteht man kristalline, schiefrige Gesteine (Gneis, Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer, Phyllit, Quarzschiefer u. s. w.) mit einer spärlichen oder jedenfalls nicht besonders reichen Imprägnation geschwefelter Erze. Am verbreitetsten sind Schwefelkies, Magnetkies und Kupferkies, wozu sich häufig etwas Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz u. s. w. gesellen. Eine besondere Stellung nehmen die unten besprochenen Kobaltfahlbänder ein.

Es empfiehlt sich nicht, die Bezeichnung Fahlband auch auf Imprägnationen massiger Gesteine zu übertragen, da diese keine Bänder darstellen. Aus alter Gewohnheit ist der Name nur auf Imprägnationen von geschwefelten Erzen beschränkt, deshalb ist es auch nicht ratsam, Imprägnationen mit oxydischen Erzen so zu bezeichnen.

„Fahlband" ist ein morphologischer und kein genetischer Begriff. Streng genommen dürfte man deshalb nicht von einer Fahlbandgruppe sprechen, und aus einer auf die Genesis sich stützenden Systematik der Erzlagerstätten müßten die Fahlbänder eigentlich ausfallen. Es besteht jedoch noch eine so große Unklarheit betreffend die Entstehung vieler dieser Lagerstätten, daß wir es vorziehen, dieselben gemeinschaftlich abzuhandeln, obwohl wir uns bewußt sind, eine Verlegenheitsgruppe zu bilden, in der genetisch wahrscheinlich höchst heterogene Vorkommen zusammengefaßt werden.

Viele Bergleute der älteren Schule setzten als feststehend voraus, daß alle Gneise, Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer, Quarzschiefer u. s. w. sedimentärer Entstehung sein müßten, und daß auch der Kies der Fahlbänder durch Sedimentation gebildet sei. Wir wissen aber, daß viele — wenn auch nicht alle — Gneise, Hornblendeschiefer u. s. w. des Grundgebirges als gepreßte Eruptivgesteine aufzufassen sind. Die heute veraltete Betrachtung sämtlicher Fahlbänder als Sedimente wird deshalb gegenstandslos.

Einige Fahlbänder dürften in der Tat umgewandelte Sedimente darstellen; andere können durch magmatische Intrusion, wiederum andere durch Absatz aus wäßriger oder gasförmiger Lösung entstanden sein.

In wirtschaftlicher Beziehung sind die Fahlbänder, ihrer spärlichen

Kiesmenge wegen, in der Regel von untergeordneter Bedeutung. **Einige** werden — oder wurden — namentlich auf Kupfer oder Kobalt **ausgebeutet.**

Ein Beispiel eines wahrscheinlich durch Sedimentation entstandenen Fahlbands bildet

die Kupfererzlagerstätte zu Stora Strand in Dalsland, Schweden.

Dieses von H. E. Johansson (Schwed. geol. Unters., Serie C, Nr. 214, 1909) beschriebene Vorkommen liegt nahe der Westküste des Venern-Sees und tritt in der präkambrischen, vielleicht algonkischen, „Dalsland-Formation" auf. Das Erzlager, das mit einigen Unterbrechungen auf eine Länge von 20 km bekannt ist, findet sich innerhalb einer umgewandelten, ziemlich steil aufgerichteten Schichtenserie von überwiegend Kalktonschiefern mit Konglomeraten und Quarzsandsteinen; es zeichnet sich überall durch stratigraphische Niveaubeständigkeit aus. Die klastische Entstehung der jetzt mehr oder minder kristallin entwickelten Gesteine läßt sich mehrfach nachweisen.

Unmittelbar an dem Erzlager ist das Profil folgendes: 1. (zu unterst) umgewandelter Kalktonschiefer; 2. grüner, chloritreicher Schiefer mit Schwefelkieswürfeln; 3. braunes, kieselsäurereiches Lager mit etwas Kupferkies; 4. brauner, aus Glimmer, Chlorit, Quarz, Albit u. s. w. bestehender sogenannter „Kupferschiefer", mit einer konstanten Imprägnation von Kupferkies; 5. graugrüner „Kupferschiefer", mit nach oben abnehmendem Kupfergehalt; 6. hornsteinähnliches kalkiges Lager; 7. Kalktonschiefer.

Der „Kupferschiefer" ist namentlich in seinem reichsten Teile, von 3,5 km Länge, näher untersucht. Bei einer Mächtigkeit von meist 0,5 und 1,3 m führt er eine feine Imprägnation von Kupferkies, fast ohne andere Erzmineralien. In einer mittleren Stärke von 0,5 m beträgt der durchschnittliche Kupfergehalt 1,8 Proz.; dazu kommt eine Schicht von 0,3 m mit 0,38 Proz. Kupfer. Im Quadratmeter Lagerfläche beträgt die Kupfermenge durchschnittlich ca. 25 kg (Verluste durch Aufbereitung u. s. w. nicht gerechnet). Auf 100 Teile Kupfer kommen 0,19 Teile Silber. Auch in dieser Beziehung ist also eine Aehnlichkeit mit dem Mansfelder Kupferschiefer vorhanden. — Der „Kupferschiefer" von Dalsland besteht nach mehreren chemischen Analysen aus ca. 56 Proz. SiO_2, 19 Proz. Al_2O_3, etwas Fe_2O_3, FeO, CaO, MgO, Na_2O, K_2O (Alkalien sind ziemlich reichlich) neben ca. 2 Proz. Schwefel (und 1,3—1,7 Proz. Kupfer). In chemischer Beziehung unterscheidet er sich von dem mergeligen Kupferschiefer Mansfelds namentlich durch eine geringere CaO-Menge.

Die in dem langen „Flötz" von Stora Strand vorhandene Gesamtkupfermenge ist sehr bedeutend. Das Erz läßt sich aber nicht durch Handscheidung anreichern und ist schwierig zu verwerten.

In genetischer Beziehung vergleicht Johansson das Vorkommen mit dem Mansfelder Kupferschiefer. Die Dalsland-Lagerstätte ist aber geologisch älter und etwas metamorphosiert worden.

Als Beispiel der „intrusiven Fahlbänder" haben wir schon in Bd. I, S. 333—336 die Lagerstätte von Bodenmais in Bayern besprochen. Hier finden wir teils ziemlich reine Kieskörper und teils Gneisgesteine mit einer mehr oder minder spärlichen Imprägnation von Kiesen, besonders von Magnetkies.

Aehnliche Erscheinungen zeigen auch die intrusiven Kieslagerstätten. So kommen bei vielen norwegischen Kiesvorkommen (siehe Bd. I, S. 300—310) als Fortsetzung der kompakten Kieskörper ziemlich reiche und auf bedeutende Länge sich erstreckende Kiesimprägnationen vor, die größtenteils entlang den Schichtflächen eingedrungen sind. Im Rio-Tintobezirk werden in ähnlicher Weise die eigentlichen Kieskörper von epigenetischen Imprägnationslagerstätten mit kupferhaltigem Schwefelkies begleitet (Beispiel Louzal in Portugal). Wir erinnern hierbei bezüglich der Genesis an die ausgeprägte Dünnflüssigkeit der geschmolzenen Sulfide.

Auch die magmatischen Nickel-Magnetkies-Lagerstätten, die vorzugsweise an der Grenze von Gabbrogestein mit kristallinen Schiefern auftreten (siehe Bd. I, S. 277—296), sind öfter mit fahlbandförmigen Imprägnationen der angrenzenden Schiefer (Bd. I, S. 282) verbunden. Auf den verschiedenen Nickelerzgruben von Ringerike läßt sich nach Vogt nachweisen, daß der Kies innerhalb der verhältnismäßig dünnschiefrigen Gneisgesteine in der nächsten Umgebung des Gabbro vorzugsweise entlang den Schieferflächen auftritt, während man in den kompakteren Gneisgesteinen ein Netzwerk sich kreuzender Kiesadern findet.

Besonders häufig sind in der Literatur die Kongsberger Fahlbänder (Literatur oben S. 154) besprochen worden, deren Verbreitung innerhalb des zentralen Kongsbergfeldes durch die jetzt veraltete Karte (Bd. I, S. 46) erläutert wird; wir verweisen außerdem auf die Beschreibung Bd. II, S. 154.

Hier sind besonders Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Chloritschiefer mit Kiesen imprägniert, und zwar derart, daß die Erze in diesen relativ gutschiefrigen Gesteinen hauptsächlich den Schichtflächen entlang auftreten. Die Menge der geschwefelten Erze — Magnetkies, Schwefelkies mit Kupferkies und etwas Bleiglanz, Zinkblende u. s. w. — beträgt meist nur ein oder einige Prozent.

Nur an wenigen Stellen ist die Kiesmenge größer, so daß man hier früher sehr kleine Betriebe auf Kies mit etwa 40 Proz. Schwefel und wenig Kupfer einrichtete.

Auch der Amphibolit und Amphibolitschiefer führt öfter etwas Kies; das gleiche gilt stellenweise von dem sogenannten „Kongsberger Gneis" oder Gneisgranit, der in der Nähe der hauptsächlich aus Glimmer- und Chloritschiefer bestehenden Fahlbandszonen hier und da kiesführend ist. Innerhalb des gepreßten Granits oder Gneisgranits folgt der Kies teils den Schieferungsflächen, teils durchsetzt er das ganze Gestein in feinen Schnüren kreuz und quer.

Nach den Untersuchungen von C. Bugge treten Amphibolite mit

Amphibolitschiefer in unregelmäßig verzweigten Gängen, die größtenteils als Lagergänge zu betrachten sind, in anderen archäischen Gesteinen auf (siehe die Karte Fig. 39). Die Fahlbänder folgen größtenteils diesen intrusiven Amphiboliten.

Kjerulf und Dahll (1861) waren der Meinung, daß der Kies der Fahlbänder jüngerer Entstehung sei. — Im Gegensatz hierzu nahm A. Helland[1]) eine gleichzeitige Bildung des Fahlbandgesteins und Kieses an; unter anderem hob er hervor, daß man in Dünnschliffen öfter Kies im Inneren der Granat- und Quarzindividuen finde, ohne daß Sprünge, auf denen der Kies eingedrungen sein könnte, zu beobachten seien. Chr. A. Münster (1894) faßte die betreffenden Gesteine mit ihren Kiesen als umgewandelte Sedimente auf.

Nach Vogt (1899) befindet sich der Kies in ganz verschiedenartigen Gesteinen, unter denen einige, wie der Gneisgranit, eruptiven Ursprungs sind. In diesem Gneisgranit bildet der Kies zum Teil ein Netzwerk von kreuz und quer verlaufenden Adern, ist hier also sicher jünger als der Granit. Da nun der Granit wieder jünger als der Glimmerschiefer ist, muß auch der Kies des Glimmerschiefers jüngerer Entstehung sein. — Auch aus den späteren Untersuchungen von C. Bugge geht die epigenetische Bildung des Fahlbandkieses von Kongsberg sicher hervor.

Kobaltfahlbänder.

Auf der skandinavischen Halbinsel kennt man im Grundgebirge vier — oder, wenn entsprechende Imprägnationen in Kalksteinen mitgerechnet werden — sechs Kobaltfahlbänder, die durch Kobalt-Arsen-Erze gekennzeichnet sind. In der Regel ist Kobaltglanz (CoAsS) am häufigsten; außerdem finden wir auf einigen Gruben Speiskobalt ($CoAs_2$), auf anderen Skutterudit oder Tesseralkies ($CoAs_3$), häufig auch Kobaltarsenkies oder Glaukodot, Danait [(Fe, Co)AsS] u. s. w. — In diesen Kobalterzmineralien ist nur sehr wenig Kobalt durch Nickel ersetzt. Auf einigen Lagerstätten treffen wir auch Nickelerze, wie Nickelglanz (NiAsS), oder Kobaltnickelerze, wie Kobaltnickelkies oder Linneit [$(CoNi)_3S_4$]; das letztgenannte Mineral spielte bei dem Vorkommen von Gladhammer eine wichtige Rolle. — Analysen der Hüttenprodukte von Modum ergeben das Verhältnis von Kobalt zu Nickel in den Erzen durchschnittlich wie 1 : nur $^1/_{15}$[2]).

Schwefelkies und Magnetkies sind zwar auf den Kobaltfahlbändern vertreten, kommen jedoch meist nur in spärlicher Menge vor. Das gleiche gilt in der Regel auch von Kupferkies, der aber mehrfach reichlicher vorhanden ist, so daß einige Gruben früher gleichzeitig auf Kobalt und Kupfer betrieben wurden. — Wismuterze fehlen auf einigen Lokalitäten völlig, kommen aber auf anderen, wenn auch nicht sehr reichlich, vor.

Obwohl Nickel in den Gesteinen durchschnittlich viel verbreiteter als Kobalt (siehe Bd. I, S. 142) ist, scheinen den Kobaltfahlbändern entsprechende Nickelfahlbänder zu fehlen; jedenfalls sind derartige Lager-

[1]) Archiv f. Mathem. Naturw. (Kristiania) 1879, Bd. 4.

[2]) J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 386.

stätten bisher nicht bekannt. Auch ist der relativ niedrige Nickelgehalt der Kobaltfahlbänder sehr bemerkenswert.

Es mag fraglich sein, ob alle hier besprochenen sechs Kobaltfahlbänder in genetischer Beziehung zu einer gemeinschaftlichen Gruppe zusammengefaßt werden dürfen — vielleicht gehören die beiden Lagerstätten Tunaberg und Håkonsboda, die im Kalkstein auftreten, zu den Kontaktvorkommen.

Wir werden deshalb unsere genetischen Bemerkungen im wesentlichen auf das bestbekannte Kobaltfahlband von Modum beschränken. Das Erz ist hier nach Vogt epigenetisch. Ferner ist die nahe Beziehung zu großartigen Intrusionen von Amphibolit, von gabbroidaler Zusammensetzung, in hohem Grade auffallend. Bei Los in Helsingland sitzt das Kobaltfahlband sogar in einem gepreßten Gabbrogestein.

Die Zwillingselemente Nickel und Kobalt sind ausgeprägte (siehe Bd. I, S. 147) „basische" Elemente, die also besonders in den basischen Eruptivgesteinen angetroffen werden. In Uebereinstimmung hiermit finden wir bekanntlich die Nickel-Magnetkies-Lagerstätten in Verbindung mit Gabbros (siehe Bd. I, S. 277) und die Garnieritvorkommen in Verbindung mit Peridotiten und Serpentinen (siehe oben S. 439).

Die Nickel-Magnetkiesgrube Erteli (siehe Bd. I, S. 292) und das Kobaltfahlband zu Skutterud in Modum liegen in der Luftlinie nur 15 km voneinander entfernt. An beiden Stellen ist die Beziehung zu gabbroidalen Eruptivgesteinen festgestellt.

Wir dürfen also jedenfalls für Modum, aber auch für Los und vielleicht für noch andere unserer Kobaltfahlbänder eine genetische Abhängigkeit von den gabbroidalen Gesteinen annehmen.

Bekanntlich geht Kobalt leichter in Lösung als sein Zwillingselement, und aus Lösungen wird Kobaltoxyd leichter ausgefällt als Nickeloxyd. In Uebereinstimmung hiermit treffen wir auf den durch wäßrigen Absatz gebildeten, kobalt- und nickelerzhaltigen Erzgängen — den „Kobaltrücken" und den Erzgängen von Annaberg, Schneeberg, Temiskaming u. s. w. (siehe S. 160, 170) — im großen ganzen gerechnet mehr Kobalt als Nickel, obgleich Nickel in den Gesteinen viel verbreiteter als Kobalt ist. — Bemerkenswert ist auch die mineralogische und chemische Analogie zwischen den Kobaltfahlbändern einerseits und den Kobalt- bezw. Kobalt-Wismutgängen andererseits.

Die obigen Erörterungen begründen nach Vogt die Hypothese, daß das Kobaltfahlband von Modum — und wohl auch von Los und anderen Lokalitäten — durch Lösungen abgesetzt wurde, die in irgend einer Weise aus den gabbroidalen Intrusionen stammen. Diese Lösungen folgten den gut ausgebildeten Schieferungsflächen der Gesteine; von hier aus fand die Imprägnation der Erze statt. — Die Fahlbänder von Modum werden von archäischen Granitpegmatitgängen durchsetzt; daraus folgt, daß die Erzbildung in der archäischen Zeit stattfand. Wahrscheinlich waren die Erzlösungen eine unmittelbare Folgeerscheinung der gabbroidalen Intrusionen.

Namentlich in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts deckten die Kobaltfahlbänder einen bedeutenden Teil, vielleicht sogar über die Hälfte,

des zu dieser Zeit übrigens ziemlich kleinen Verbrauches von Kobaltpräparaten (Smalte oder Blaufarbe). — Die Entdeckung und fabrikmäßige Herstellung des künstlichen Ultramarins in der Mitte der 1840er Jahre bewirkte einen Preissturz der Smalte derart, daß mehrere der auf Kobaltfahlbändern arbeitenden Werke zu Grunde gingen. In Modum wurde die Arbeit, wenn auch in eingeschränktem Maßstabe, bald wieder aufgenommen; später wurde auch dieses Werk eingestellt, und der Bedarf an Kobaltpräparaten stammt jetzt ganz überwiegend aus Temiskaming (siehe S. 160). — Weil die Kobaltfahlbänder nicht mehr gebaut werden, ist ihr Studium mit besonderen Schwierigkeiten verknüpft.

Modum in Norwegen.

Literatur.

J. F. L. Hausmann, Reise durch Skandinavien, II. Teil, 1812, S. 69—91. — K. F. Böbert, Ausführliche Monographie. Karstens Archiv f. Mineralogie, Geognosie und Bergbau 1847, Bd. 21 (siehe auch ebenda 1832, Bd. 4); ferner Nyt Magazin f. Naturw. 1848, Bd. 5. — M. Durocher, Observations sus les gîtes métallifères de la Suède, de la Norwège et de la Finlande. Ann. des mines. Paris 1849, 4, XV, S. 319—328. — A. Helland, Ueber die Vorkommen der Kobalt- und Nickelerze in Norwegen (in norweg. Sprache). Archiv f. Mathem. Naturw. 1879, Bd. 4. — Th. Kjerulf, Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegens. Bonn 1880. — J. H. L. Vogt, Nicht veröffentlichte Untersuchungen.

Im Kirchspiel Modum mit der Filiale Snarum — ca. 50 km Luftlinienentfernung westlich von Kristiania und ca. 40 km nordöstlich von Kongsberg — herrscht die sogenannte Bamle-Formation, die in Bamle bei Kragerö verbreitet ist, und zum oberen, vielleicht sogar zum obersten Teile des Grundgebirges gehört, vor. Sie besteht aus mächtigen Quarziten mit zahlreichen und sehr großen, hauptsächlich lagerförmigen Intrusionen von Amphiboliten, oder Amphibolschiefern. Dazu kommen mehrere Gabbromassive, die in Snarum, in ähnlicher Weise wie in Bamle, von Apatitgängen begleitet sind (siehe Bd. I, S. 448). Die aus Plagioklas, Hornblende, etwas Glimmer, Granat u. s. w. bestehenden Amphibolite sind nach W. C. Brögger umgewandelte Gabbros. Nur einen oder wenige Kilometer von dem langen Kobaltfahlband entfernt finden sich außerdem eine Reihe Vorkommen von Serpentin und Ophimagnesit.

Das Kobaltfahlband von Modum, mit der alten Hauptgrube Skutterud, erstreckt sich, wenn auch mit vielen Unterbrechungen und einschließlich der Gruben des längst eingestellten Snarumer Kobaltwerkes, auf eine Länge von ungefähr 10 km. Das Streichen ist fast nordsüdlich, das Fallen 80° gegen Westen gerichtet.

Das wichtigste Erz ist Kobaltglanz, der oft in guten Kristallen erscheint; dazu gesellen sich etwas Skutterudit (Tesseralkies) und Kobalt-Arsenkies, der letztere meist mit 6—8, selten bis 18 Proz. Kobalt; als Sekundärprodukt kommt etwas Kobaltblüte vor. Ferner findet man: sehr wenig Schwefelkies, Magnetkies, Kupferkies und etwas Molybdänglanz, während Bleiglanz und Zinkblende auf den eigentlichen Fahlbändern fehlen. Die beiden letzteren Mineralien kommen dagegen zusammen mit Markasit in spärlicher Menge auf einigen Quarz-Kalkspatgängen vor.

Zusammen mit den Kobalterzen tritt häufig, gelegentlich sogar in reichlicher Menge, das Diopsidmineral Malakolith (oder Salit) auf, außerdem etwas Anthophyllit, Strahlstein, Epidot, brauner Turmalin, Plagioklas, Quarz, Yttrotitanit u. s. w.; unter anderem sind auch kleine Kristalle von Apatit und Rutil angetroffen worden.

Die Fahlbandzone erreicht, wenn auch die tauben Bänke mitgerechnet werden, eine Mächtigkeit von bis 80 oder 100 m und erstreckt sich entlang einer mächtigen Schicht von Amphibolit (Fig. 157).

Innerhalb der Fahlbandzone treffen wir vorzugsweise glimmerreichen Quarzit und sogar Glimmerschiefer und eine Reihe größtenteils konkordant eingeschalteter Intrusionen von dünnen Amphibolitbänken. Außerdem tritt ein eigentümlicher sogenannter „Augengneis", mit an Sillimannit reichen Quarzkugeln auf; dieses Gestein ist identisch mit dem von W. C. Brögger aus der Umgebung von Kragerö erforschten

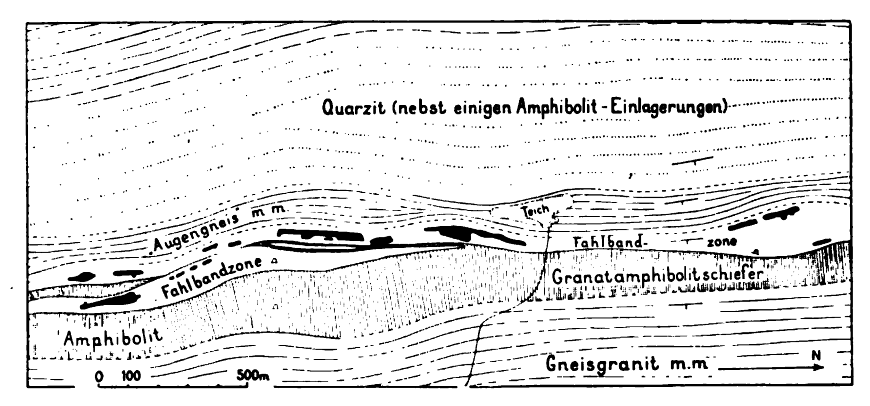


Fig. 157. Karte vom südlichsten Teil des Modumer Kobaltfahlbandes, umfassend im Süden die Skutterud-Gruben. — Eine Anzahl das Fahlband durchsetzender Granitgänge ist nicht dargestellt. (Nach einer sehr alten, auf dem Bergwerke aufbewahrten Karte, mit einigen Ergänzungen von Vogt.)

intrusiven Kugelgranit, der saure Ausscheidungen von Quarz und Sillimannit führt.

Die Kobalterze bilden Imprägnationen hauptsächlich innerhalb gewisser, an Glimmer und Turmalin reicher Quarzitlager; sie fehlen aber in dem mächtigen und reinen Quarzit etwas weiter gegen Westen. Auch innerhalb des eben erwähnten „Augengneis" hat man Kobalterz angetroffen. Anderseits fehlt das Erz innerhalb der kompakten Amphibolite. Aber gerade an der an dunkeln Biotit- und großen Granatkugeln reichen Grenze zwischen Amphibolit und den glimmerigen Quarziten fand man mehrmals gute Kobalterzanbrüche. An einigen reichen Imprägnationsstellen trat Malakolith vorherrschend auf, eine Beobachtung, die zu der irrtümlichen Annahme führte, daß der Malakolith als Wegweiser zur Auffindung der Erzmittel dienen könnte.

Die Breite jedes einzelnen Kobaltfahlbandes innerhalb der mächtigen Fahlbandzone beträgt in der Regel einen oder einige, höchstens etwa 5—8 m. Häufig treten aber mehrere parallele Fahlbänder nahe beieinander, aber durch taubes Gestein und fast reinen Quarzit voneinander getrennt.

auf. — Die Skutterud-Grube erreichte eine Tiefe von 170 m, gerechnet vom höchsten Punkte des Ausgehenden bis zur tiefsten Strecke.

Die Kobalterze, und zwar namentlich der Kobaltglanz, treten hier und da in reichen Streifen auf; die Regel ist jedoch nur eine spärliche Imprägnation in den deutlich schiefrigen Gesteinen. Der Erzinhalt ist deshalb ziemlich gering. So ergab eine Betriebsstatistik durchschnittlich für die Jahre 1878 bis 1882: ausgehauene Gesteinsmasse 2152 cbm, davon durch Handscheidung erhalten 1411 t Aufbereitungserz, welche nach der Aufbereitung 96 t Schliche mit einem Inhalt von 10,2 t metallischen Kobalts ergab. 1 cbm = 2,8 t der ganzen Gesteinsmasse lieferte demnach durchschnittlich, nach Abzug der relativ großen Metallverluste bei der Handscheidung und Aufbereitung 4,75 kg, entsprechend 0,17 Proz. Kobalt.

In früherer Zeit wurde dieses Fahlband häufig als Sediment aufgefaßt — eine Deutung, der schon Kjerulf widersprach und die nicht aufrecht erhalten werden kann. Für eine epigenetische Bildung spricht nach Vogt, daß die Erzführung jedes einzelnen Fahlbands im Streichen und Fallen besonders unregelmäßig ist; ferner weisen wir auf die Begleitung der Erze durch Mineralien, wie Turmalin und Yttrotitanit, Malakolith, Rutil und Zirkon hin. Es ist weiter hervorzuheben, daß die Fahlbänder in den deutlich schiefrigen Schichten auftreten, dagegen nicht in den kompakteren Quarziten und Amphiboliten; diese Erscheinung dürfte darauf beruhen, daß die Erzlösungen den gut ausgebildeten Schichtflächen folgten. Entscheidend für die epigenetische Entstehung ist endlich, daß das Erz nicht nur in den sedimentären Quarziten, sondern gelegentlich auch in dem intrusiven „Augengneis" vorkommt. — Die genetische Beziehung zu den mächtigen Amphibolitintrusionen haben wir schon oben (siehe S. 623) besprochen.

Die Gruben wurden 1772 fündig und vom Staate bis 1822 betrieben, während sie später in Privatbesitz übergingen. Der Bergbau beschäftigte in der Blütezeit von 1830 bis Anfang der 1840er Jahre rund 1000 Arbeiter. Es trat dann der erste große Preissturz der Kobaltblaufarben infolge der Entdeckung des künstlichen Ultramarins ein. Der Bergbau wurde aber in eingeschränktem Maßstabe bis zum Erliegen des Werkes im Jahre 1898 fortgesetzt. — In den Jahren 1856 bis 1898 wurden Kobaltprodukte mit einem Gesamtinhalt von 257 t metallischen Kobalts dargestellt[1]).

Schwedische Kobaltfahlbänder.

Gladhammer in der Nähe von Westervik in Kalmar Län, Vena, nicht weit von der Zinkblendegrube Åmmeberg (siehe S. 658), nördlich von Vettern, Los in Helsingland; außerdem Tunaberg in der Nähe von Nykjöping in Södermanland und Håkonsboda, südlich von Kafveltorp in Örebro Län.

Literatur.

Ueber Tunaberg ausführliche Beschreibung von A. Erdmann, Vet. Akad. Handl. 1848; und über die anderen in den Publikationen der schwedischen geologi-

[1]) J. H. L. Vogt, in: Statsökonomisk Tidsskrift (Kristiania), 1900.

schen Landesuntersuchung, nämlich: über Gladhammer Ser. C, Nr. 64, 1884; über Vena Ser. A a, Nr. 84, Blatt Askersund, 1889; über Håkonsboda in Ser. B b, Nr. 4, 1889; über Los in Ser. C, Nr. 152, 1895.

Gladhammer und Vena sind typische Fahlbänder, das erstere in Glimmer- und Quarzitschiefer, das letztere in feinkörnigem und glimmerreichem Gneis. Los wurde ebenfalls früher, so z. B. von Durocher (Annales des Mines, Paris 1849), als ein gewöhnliches Fahlband beschrieben. Das Erz tritt hier nach G. Löfstrand in schiefrigen Partien innerhalb eines Massivs gepreßten Gabbros auf; in Håkonsboda findet es sich in Schiefer und Kalkstein, und in Tunaberg in einem mächtigen Kalkstein. Diese beiden letzten Vorkommen unterscheiden sich ziemlich bedeutend von den üblichen Kobaltfahlbändern des Typus Modum, Gladhammer und Vena. Bei Tunaberg wird das Erz von Kontaktmineralien begleitet.

Das Kobalterz ist bei den meisten schwedischen Lokalitäten hauptsächlich Kobaltglanz; er wird von anderen Erzen begleitet, z. B. bei Los und Tunaberg von Speiskobalt, bei Håkonsboda von Kobalt-Arsenkies, bei Gladhammer von Linneit (Kobalt-Nickelkies), und auch von Nickelglanz. Auf einigen Lagersätten treten auch Wismuterze in geringer Menge auf.

Die Kupfererzmenge ist auf mehreren der obigen Gruben so bedeutend, daß einige Vorkommen nicht nur auf Kobalt, sondern auch auf Kupfer gebaut wurden.

Einige dieser Lagerstätten, und zwar namentlich diejenige von Tunaberg, aber auch Vena, wurden früher sehr stark ausgebeutet, jetzt liegen sie alle schon seit vielen Jahren still.

Die schlesischen Kobaltfahlbänder von Querbach und Giehren[1]).

Querbach und Giehren liegen südlich von Friedeberg. Hier tritt an der Grenze von Glimmerschiefer und Gneis eine 1,5—5 m mächtige Zone kristalliner Schiefer auf, welche zum Teil sehr reich an Granat ist und Kobalt- und Zinnerze in feiner Verteilung enthält. Manche Gesteinslagen, die sogenannten Granaterze, bestehen zum größten Teil aus rundlichen Granaten, die durch Chlorithäute miteinander verbunden werden. Das Erz tritt hier im Bindemittel zwischen den Granaten auf. Eine scharfe Grenze der erzführenden Schichten ist nirgends erkennbar. Die Erze bestehen aus Schwefelkies, Magnetkies, Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Speiskobalt und Zinnstein, und zwar tritt Kobalterz vorzugsweise bei Querbach, Zinnerz bei Giehren auf.

Die Genesis dieser Erze ist bisher nicht einwandfrei nachgewiesen; da die erzführende Zone von Quarz- und Kalkspatadern reichlich durchsetzt wird, dürfte es sich kaum um eine syngenetische Lagerstätte handeln. Das

[1]) H. v. Festenberg-Packisch, Der metallische Bergbau Niederschlesiens. Wien 1881. — W. Bruhns unter Mitwirkung von H. Bücking, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1906. Neubearbeitung des gleichnamigen v. Dechen schen Werkes.

Auftreten von Zinnerz neben den Kobalterzen unterscheidet die schlesischen Fahlbänder wesentlich von den skandinavischen, es weist auf pneumatolytische Prozesse bei der Bildung der Erzlagerstätte hin. Der Form nach gehören die Lagerstätten aber jedenfalls zu den Fahlbändern.

Im 16. bis 17. Jahrhundert war der Betrieb nicht unbedeutend, wurde aber im Jahre 1842 eingestellt.

Die Schwefelkieslager.

Die hierhergehörigen Lagerstätten wurden früher zu der alle Schwefelkies- und Markasitvorkommen umfassenden „Kiesgruppe" gerechnet; wir zweigten von ihr bisher die Gruppen der intrusiven Kieslager, die Kontaktkiesvorkommen, die Kiesgänge und die metasomatischen Kieslagerstätten bei den obigen Besprechungen ab. Hier ist also nur noch auf diejenigen Vorkommen einzugehen, die mutmaßlich sedimentärer Natur sind.

In Bezug auf die Form sind drei Arten zu unterscheiden, nämlich:

1. Mehr oder weniger kontinuierliche, lagerförmige Platten, welche die gleichen tektonischen Beeinflussungen wie die sie einschließenden Schichtenkomplexe erlitten haben.

2. Konkretionäre Bildungen in Ton- oder Schiefermaterial, die bald mehr, bald weniger eng aneinander liegen und in allen Formationen vom Diluvium bis zum Paläozoikum auftreten können. Häufig sind Versteinerungen die Ursache der Konkretionsbildung.

3. Imprägnationen in verschiedenen Gesteinen, namentlich in Schiefern (z. B. Alaunschiefern) und Tonen (z. B. Alauntonen).

In manchen Fällen sind die Grenzen der Kieslager gegen das Nebengestein nicht scharf, vielmehr können sich entsprechend der Lagernatur Erz und Gesteinssubstanz beliebig vertreten. So gehen beispielsweise die Kiesbänder am Witwatersrand (Bd. I, Fig. 4) recht häufig in Quarzit über; da, wo der Quarzit konglomeratisch wird, beschränkt sich die Kiesführung ausschließlich auf das Bindemittel.

Das Erz der Kieslager besteht entweder aus mehr oder weniger reinem Kies oder aus Verwachsungen von Schwefelkies mit sulfidischen Erzen wertvollerer Schwermetalle.

Die Mächtigkeit der Kieslager ist sehr schwankend; zur Bauwürdigkeit bedarf es schon großer Reinheit des Materials bei immerhin erheblicher Mächtigkeit. Da die heute auf den Markt kommenden Kiese 42—49 Proz. Schwefel enthalten, sind ärmere Kieslager nur in denjenigen Fällen mit Vorteil auszubeuten, wo sich die Konsumenten in unmittelbarer Nähe befinden.

Wechsellagerungen von Kies mit Gesteinsmaterial treten häufiger auf; sie sind nur dann bauwürdig, wenn sich eine Aufbereitung lohnt.

Die Erze, welche die Kieslager zusammensetzen, sind neben Schwefelkies in der Regel die Sulfide von Kupfer, Blei und Zink. Bei Kieslagern in alten Gesteinen und in stark gepreßten Gebieten trifft man Magnetkies

häufig an. Je feiner die Verwachsung ist, um so teurer ist die Herstellung der Verkaufsprodukte.

Von den Lagerarten ist vor allen Dingen Schwerspat zu nennen, der in recht inniger Verwachsung mit den Erzen auftreten kann, seltener sind Quarz und andere Mineralien.

Von Wichtigkeit können akzessorische Edelmetallgehalte, und zwar Gold und Silber sein. Beide zeigen sich an Schwefelkies geknüpft, Silber aber auch an den mit dem Schwefelkies eventuell verwachsenen Bleiglanz. Je nach der Menge der Silberführung bezw. der wirtschaftlichen Bedeutung der beiden Edelmetalle können die Kieslagerstätten in Gold- oder Silberlagerstätten übergehen.

Primäre Teufenunterschiede sind wegen der geringen Mächtigkeit der Lager ohne wesentliche Bedeutung. Bisweilen kann man allerdings eine liegende reinere Erzteufe von einer hangenderen Erz- und Gesteinsteufe unterscheiden. In Bd. I, S. 205 haben wir darauf aufmerksam gemacht, daß sich am Rammelsberger Lager bei Goslar mitunter primäre Teufenunterschiede auch in den reinen Erzpartien geltend machen.

Die sekundären Teufenunterschiede sind die bei den sulfidischen schwefelkiesreichen Lagerstätten üblichen. Unter günstigen Umständen kommt es also zur Bildung eines Eisernen Hutes, der relativ viel Schwermetallsulfate enthalten, aber auch so gut wie frei von Schwefel sein kann, so daß nur die zerfressene Beschaffenheit des Nebengesteins auf das Anstehen einer Kieslagerstätte in größerer Tiefe hinweist. In der unter der Oxydationszone auftretenden Zementationszone können sich die Edelmetallgehalte konzentriert haben, während der Schwefelkies und der eventuell beigemengte Bleiglanz und die Zinkblende nur insofern eine Veränderung erlitten, als sie ausfällend auf die Edelmetalle einwirkten.

Die darunter anstehende primäre Zone kann in der Richtung der Schichtenneigung keine primären Teufenunterschiede zeigen, da die Aufrichtung sekundär ist. Die oben kurz skizzierten primären Veränderungen beziehen sich also ausschließlich auf die ursprüngliche horizontale Lagerung bei dem Absatz der Erze.

Die Alaunerzvorkommen können als sehr stark verunreinigte sedimentäre Kieslagerstätten aufgefaßt werden; sie bestehen aus mildem Schiefertonmaterial mit zum Teil sehr feinen Einsprengungen von Schwefelkies. Den Namen haben sie von ihrer früheren Verwendung zur Herstellung von Alaun; es entstehen nämlich bei der Verwitterung schwefelsaure Tonerde und schwefelsaure Alkalien, die ausgelaugt werden können. Nach Zusatz der noch fehlenden Alaunbestandteile zu dieser Lösung — meist sind noch schwefelsaure Alkalien nötig — gelingt es, Alaun auskristallisieren zu lassen.

Ueber die Stellung der Alaunerze in der ganzen Gruppe der Erze siehe Bd. I, S. 63.

In petrographischer Beziehung ist bemerkenswert, daß das Gefüge der Alaunschiefer ein sehr feinkörniges ist, so daß sie sich durch erdigen

Bruch auszeichnen. Bei der Verwitterung verliert sich die schwarze Farbe und geht meist in eine bräunlichgraue über. In Bezug auf den meist erheblichen Bitumengehalt gleichen die Alaunschiefer dem Mansfelder Kupferschiefer.

Die Mehrzahl aller Alaunschiefer gehört dem Paläozoikum an.

Durch Bergbau bezw. Schürfarbeiten besonders bekannt sind die schwedischen Alaunschiefervorkommen in Närke und Westergötland. Sie sind hier mit „Kolm“ vergesellschaftet, jenen brotlaibförmigen, eigenartigen Anhäufungen von an Kohlenstoff sehr reichem Bitumen, welche durch ihren geringen Radiumgehalt Veranlassung zur Einrichtung eines Radiumbergbaues gaben. Die Versuche wurden jedoch eingestellt, da es nicht gelang, Radium in befriedigender Menge aus dem Kolm zu gewinnen, zumal eine Verwendung der Alaunschiefer bei dem gegenwärtigen Stande unserer chemischen Technologie nicht möglich war.

Für die Stratigraphie des deutschen Paläozoikums sind die Alaunschiefer der Kulmformation, welche namentlich an der unteren Grenze gegen Devon und an der oberen gegen Oberkarbon auftreten, von Bedeutung. Während das untere Lager nur eine sehr geringe Mächtigkeit hat, ist das obere mitunter 100 und mehr Meter stark; es hat in früherer Zeit zu zahlreichen Bergbauversuchen Veranlassung gegeben.

In genetischer Beziehung kann man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß der Schwefelkiesgehalt primär ist, daß also eine echte Sedimentationslagerstätte vorliegt.

Die Schwefelkieskonkretionen finden wir in den verschiedensten geologischen Formationen. In früheren Jahren hat man in Deutschland an einzelnen Stellen versucht, sie bergmännisch zu gewinnen; unter heutigen Verhältnissen sind diese Lagerstätten durchweg unbauwürdig, da die Kiesmassen, welche namentlich die intrusiven Kieslagerstätten liefern, derartig gewaltige sind, daß man sehr hohe Anforderungen an die Bauwürdigkeit einer Kieslagerstätte stellt.

Von wirtschaftlicher Bedeutung sind heute ausschließlich die derben Kieslager, welche übrigens recht selten vorkommen.

Der Umfang dieser Lagerstätten ist nach unserer bisherigen Kenntnis höchstens ein mittlerer.

Das Erzlager des Rammelsberges bei Goslar.

Literatur.

H. Credner, Uebersicht der Geognostischen Verhältnisse Thüringens und des Harzes, 1843, S. 121. — B. v. Cotta, Ueber die Kieslagerstätte am Rammelsberg bei Goslar. Berg- und Hüttenmännische Zeitg. 1864, S. 369. — Schuster, Ueber die Kieslagerstätte am Rammelsberge bei Goslar. Berg- und Hüttenmännische Zeitg. 1867, Bd. 26, S. 307. — Fr. Wimmer, Vorkommen und Gewinnung der Rammelsberger Erze. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate 1877, Bd. 25, S. 119. — A. W. Stelzner, Die Erzlagerstätte vom Rammelsberge bei Goslar. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1880, S. 808. — G. Köhler, Die Störungen im Rammelsberger Erzlager bei Goslar. Zeitschr. f.

Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate 1882, S. 31. — A. v. Groddeck, Geognosie des Harzes, 1883, S. 118. — J. H. L. Vogt, Ueber die Genesis der Kieslagerstätten vom Typus Röros—Rammelsberg. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, S. 173. — F. Klockmann, Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes 1895, S. 57. — U. Söhle, Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelsberges. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1899, S. 563. — L. Beushausen, Das Devon des nördlichen Oberharzes usw. Abhandlung der preuß. geol. Landesanstalt 1900, N. F., Heft 30. — A. Bergeat, Ueber merkwürdige Einschlüsse im Kieslager des Rammelsberges bei Goslar. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, S. 289. — Derselbe, Die Erzlagerstätten, erste Hälfte 1904, S. 329. — W. Wiechelt, Die Beziehungen des Rammelsberger Erzlagers zu seinen Nebengesteinen. Berg- u. Hütten-Ztg. 1904, S. 285. — F. Klockmann, Ueber den Einfluß der Metamorphose auf die mineralische Zusammensetzung der Kieslagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, S. 153. — K. Andrée, Ueber den Erhaltungszustand eines Goniatiten und einiger anderer Versteinerungen aus dem Banderze des Rammelsberger Kieslagers. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 166. — B. Baumgärtel, Ueber Sphärosiderite in unmittelbarer Nachbarschaft des Rammelsberger Kieslagers. Zentralbl. f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie 1909, S. 577. — W. Lindgren and J. D. Irving, The Origin of the Rammelsberg Ore Deposit. Econ. Geol. 1911, VI, S. 303. — Bergreferendar Schulz, Beiträge zur Kenntnis der Kieslagerstätte des Rammelsberges. Manuskript im Archiv der geol. Landesanstalt.

Das Kiesvorkommen des Rammelsberges am Nordwestrande des Harzes (Fig. 45) gehört zu den interessantesten Lagerstätten, die wir überhaupt kennen. Unter den Kieslagerstätten hat keine eine ähnlich vielfache Deutung und Bearbeitung erfahren.

Die geologische Position der Lagerstätte steht im großen und ganzen seit langem fest. Der Rammelsberg bildet (Fig. 158) einen überkippten Luftsattel, dessen Kern aus unterdevonischem Spiriferensandstein (Kahlebergsandstein) besteht.

Der südwestliche überkippte Sattelflügel, welcher das Lager umschließt, wird im bergmännischen Liegenden dieses Sandsteins zunächst von 3 m mächtigen Calceolaschiefern des unteren Mitteldevons und darauf von mitteldevonischen Wissenbacher, sogenannten Goslarer Schiefern, gebildet.

Das Erzlager ist zwischen diese letzteren Schiefer eingeschaltet; es wird in der Hauptsache von tektonischen Flächen begrenzt, von denen die ca. $^1/_2$ m mächtige, eine Ueberschiebung darstellende „Wimmersche Leitschicht“, welche im jetzigen Liegenden — der Ueberkippung wegen dem ursprünglichen Hangenden — in 2 bis 3 m Entfernung sowohl im Streichen wie im Fallen des Erzlagers auftritt, am charakteristischsten ist.

Im Grundriß bildet das Lager zwei durch einzelne kleinere abgerissene Stücke verbundene Erzkörper, nämlich das südwestliche „alte“ und das nordöstliche „neue“ Lager, welche durch eine Querverwerfung gegeneinander verschobene Teile ein und derselben Lagerstätte darstellen.

Die Goslarer Schiefer streichen h 3—4, sind sehr versteinerungsarm und fallen mit 45—50° nach Südosten ein. Im Erzlager traf man vor einigen Jahren Goniatiten an. In den Schiefern fand man kürzlich im Liegenden des Lagers eine $^1/_2$ m mächtige Bank mit Pinacites Jugleri R, Bactrites graciles und Orthoceras. Ab und zu sind in die Schiefer

quarzitische Schichten eingeschaltet; ein im Hangenden auf der tiefen Julius-Fortunatus-Stollensohle aufgeschlossener Quarzithorizont führt Sphärosideritkonkretionen mit häufigen organischen Resten und Trümern von Schwefelkies, Quarz und Schwerspat.

Die Grenze zwischen dem Erzkörper und dem Nebengestein ist meist scharf. Das „alte“ Lager führt vielfach einen feinen Lettenbesteg; das „neue“, erst im Jahre 1859 entdeckte, zeigt im Hangenden eine an Gangtonschiefer erinnernde verruschelte Schiefermasse von wechselnder Mächtigkeit, die vom Bergmann als „Anback“ bezeichnet wird. Sie unterscheidet sich scharf sowohl vom Erzkörper als vom Nebengestein und besteht aus tiefschwarzem, tonig-schiefrigem Material mit zahlreichen Harnischen und Rutschflächen. Da sie von vielen mit Gangart und Erzen ausgefüllten Gängen und Klüften durchsetzt wird, dokumentiert sie sich in jeder Be-

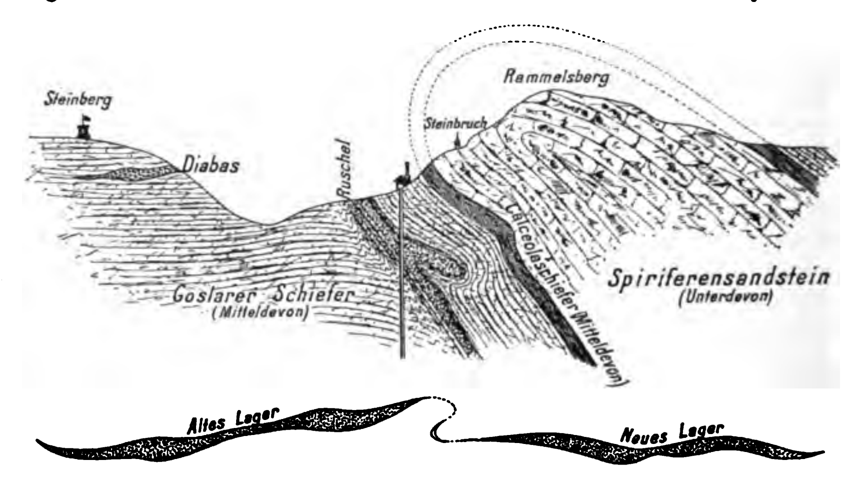


Fig. 158. Profil und Grundriß des Rammelsberger Kieslagers. (Nach Klockmann.)

ziehung als Störungszone. Komplizierter ist die Grenze des Erzes gegen das Nebengestein an den Lagerenden, wo der Kies finger- oder zungenförmig zwischen den Schiefern ausgewalzt ist. Mitunter zeigt sich hier eine Wechsellagerung von Erz- und Schiefermaterial, sog. Schieferbanderze, in denen die Mächtigkeit der Erzlagen verschieden ist. Bald sind sie mikroskopisch fein, bald mehrere Zentimeter stark, bald überwiegt das Erz, bald das Schiefermaterial. Dieses Beschränktsein der Banderze auf die beiden Lagerenden ist auffallend; sie finden sich hier nicht nur in der streichenden Fortsetzung, sondern auch im Liegenden und im Hangenden, scheinen aber in den mittleren Lagerpartien ganz zu fehlen. Am alten Lager zeigen sie ziemlich ebene Schichtung, am neuen dagegen die verworrenste Fältelung.

Schulz glaubt mikroskopisch den Nachweis führen zu können, daß der Erzgehalt der Banderze epigenetisch sei und teilweise das Schiefermaterial verdrängt habe.

Das alte Lager ist bis 20 und mehr Meter mächtig und im Niveau des Julius-Fortunatus-Stollens am bedeutendsten; das neue hat durch-

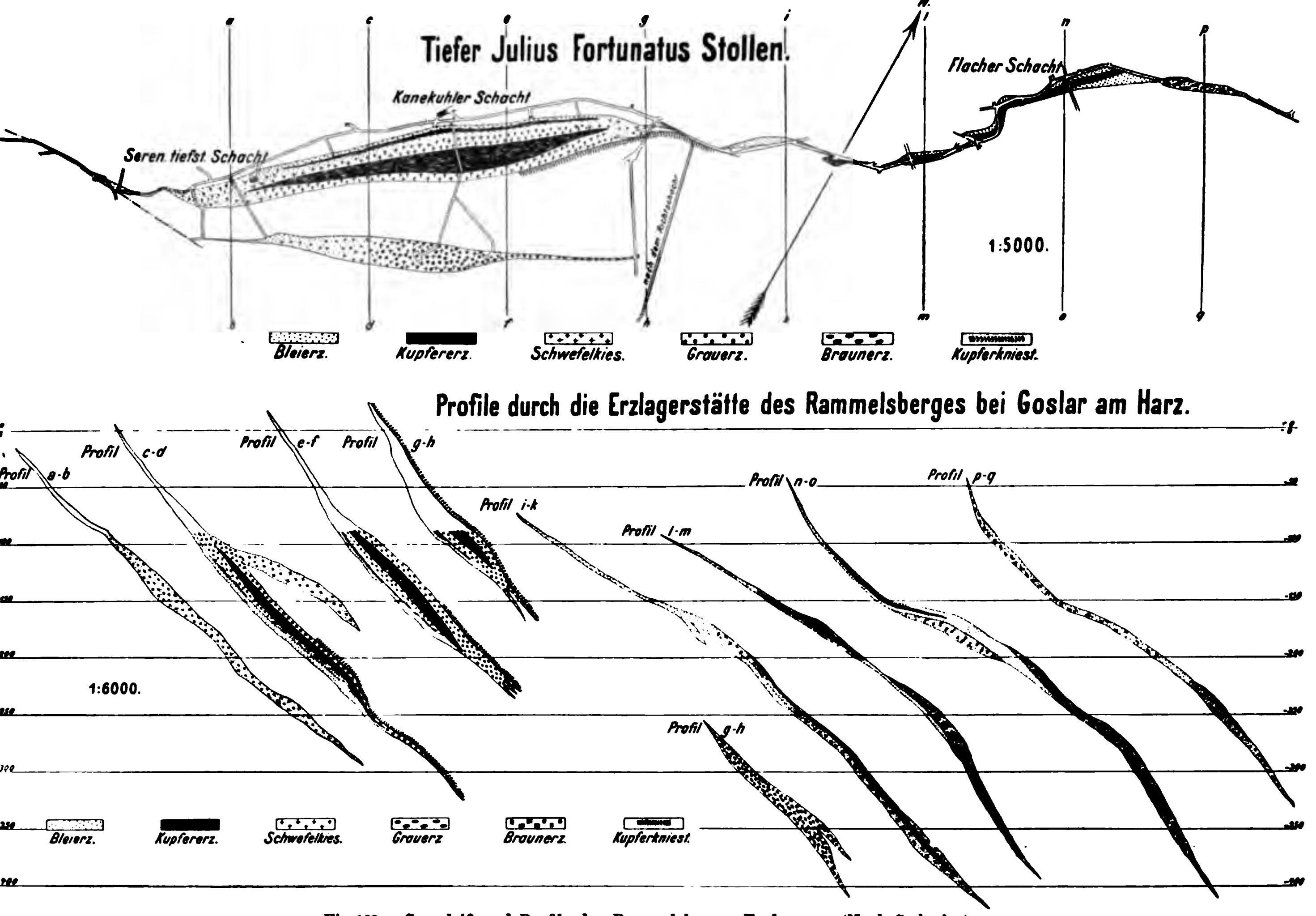


Fig. 159. Grundriß und Profile des Rammelsberger Erzlagers. (Nach Schulz.)

schnittlich in den zentralen Teilen 15 m: häufig sind aber nur wenige Meter Mächtigkeit vorhanden. Man kennt die Lagerstätte im ganzen auf 1200 m im Streichen. Das alte Lager geht zu Tage aus, während das neue dicht unter der Tagesoberfläche auskeilt und auf der obersten Strecke nur noch in geringer Mächtigkeit an einzelnen Stellen nachgewiesen werden konnte.

Von den zahlreichen Störungen, die das Lager überhaupt betroffen haben, ist noch eine im westlichen Teile des alten Lagers bemerkenswert, welche in der Tiefe den Erzkörper ins Liegende des Hauptlagers verwirft. Eine große Anzahl von Spalten innerhalb des Erzkörpers sind jetzt mit Schwermetallsulfiden von Kupfer, Blei, Zink, Antimon und mit Schwefelkies ausgefüllt.

Das Erzlager selbst besteht in der Hauptsache aus Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Schwerspat. Dabei erscheint das immer sehr feinkörnige Erz häufig stark gefältelt.

Man unterscheidet am Rammelsberge: kiesiges Erz (Bleierz mit überwiegend Schwefelkies), meliertes Erz (Bleierz mit Kupferkies und Schwefelkies), Grauerz (Bleierz mit überwiegend Schwerspat) und Braunerz (Bleierz mit überwiegend Zinkblende, Fig. 159).

Die Erzverteilung ist in der Literatur häufig auf Grund der jeweiligen Aufschlüsse behandelt worden. Im alten Lager glaubte man seinerzeit als regelmäßige Anordnung vom jetzigen Hangenden zum Liegenden erkennen zu können: Kupfererz, Schwefelkies, melierte Erze, Bleierz, Grauerze.

Bergreferendar Schulz, welcher kürzlich die Erzprofile auf Grund der neuesten Aufschlüsse feststellte, fand die zonare Anordnung in gewissen Teilen des alten Lagers bestätigt und stellte in der Lagermitte im Niveau des tiefen Julius-Fortunatus-Stollens und im Niveau der Bergesfahrt vom Hangenden zum Liegenden die Folge: Schwefelkies, Kupfererz, Schwefelkies, kiesiges Bleierz, meliertes Erz, Bleierz, fest. Unter dem tiefen Julius-Fortunatus-Stollen keilen sich die dem melierten und dem Kupfererz zwischengeschalteten Schwefelkiespartien aus, so daß hier die Reihenfolge vom Hangenden zum Liegenden Schwefelkies, Kupfererz, meliertes Erz und Bleierz ist.

Am westlichen Ende besteht dagegen die Erzführung des alten Lagers fast ausschließlich aus kiesigen Bleierzen und am östlichen Ende ist eine beträchtliche Anreicherung an Schwefelkies zu konstatieren, während gleichzeitig in den oberen Teufen sich etwas Schwerspat einstellt, der in der Tiefe beinahe fehlt.

Das durch die Störungen bedingte hangende Trum des alten Lagers besteht in den oberen westlichen Partien aus kiesigen Bleierzen, im Osten aus Schwefelkies mit Spuren von Schwerspat.

Im neuen Lager konnte keine Regelmäßigkeit festgestellt werden. Die Ausfüllung des vielfach zerrissenen und weniger mächtigen Erzkörpers besteht hauptsächlich aus Blei-, Kupfer- und melierten Erzen. Der Schwefelkies tritt auffallenderweise sehr zurück und kommt nur im west-

lichen Teil in geringer Mächtigkeit vor. Charakteristisch für das Erzlager ist das Auftreten der Grauerze in den oberen Lagerteilen und der Braunerze in größeren Tiefen.

Die einzelnen Erzarten sind nirgends durch scharfe Grenzen voneinander getrennt, sondern gehen allmählich ineinander über. Es handelt sich überall um die gleichen Erze, die nur in verschiedenem Mengenverhältnis gemischt sind.

Zusammensetzung der Haupterze:

	Kupfererz I	Kupfererz II	Schwefelkies	Meliertes Erz	Bleierz	Grauerz
	Proz.	Proz.	Proz.	Proz.	Proz.	Proz.
Au	0,00013	0,00015	0,00011	0,00015	0,00007	—
Ag	0,015	0,007	0,005	0,015	0,007	0,0017
Cu	18,32	10,10	2,24	4,45	0,65	0,51
Pb	4,73	2,31	2,10	10,69	11,94	15,30
Bi	0,12	0,11	0,12	Spur	Spur	—
As	0,10	0,11	0,15	0,06	0,04	—
Sb	0,12	0,12	0,08	0,13	0,10	—
Fe	24,56	33,55	35,94	13,65	16,24	4,87
Zn	9,75	4,50	4,50	20,25	18,00	2,16
Mn	1,34	1,22	1,42	1,59	2,61	0,39
Ni	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	—
Co	0,02	0,01	0,04	Spur	Spur	—
Al_2O_3 . . .	0,71	0,53	1,57	1,36	0,82	0,30
$CaCO_3$ . . .	1,79	4,22	5,90	4,09	6,79	0,65
$MgCO_3$ . . .	0,30	0,69	1,07	0,92	1,18	—
S	32,08	38,39	38,72	24,44	30,32	16,91
SiO_2	1,49	2,24	2,95	2,86	2,66	1,70
$BaSO_4$ . . .	2,93	0,62	0,52	13,82	6,74	55,04
Alkali . . .	0,26	1,30	1,84	1,94	1,28	1,03
	98,70	100,08	99,22	100,33	99,50	98,86

Von besonderem Interesse ist der „Kupferkniest", der im Hangenden des „alten Lagers" auftritt. Der Schiefer ist hier nach Bergeat von einem Netzwerk von Schwermetallsulfiden (Kupferkies, Schwefelkies, Zinkblende, Bleiglanz) mit Quarz, Kalkspat und Schwerspat durchzogen. Oft zeigen sich auch Linsen und Knauern von reinem Kupfer- und Schwefelkies.

Der Kupferkniest ist zwischen der liegenden Hauptmasse und dem hangenden Trum in einer ca. 200 m langen Zone von wechselnder Mächtigkeit, die im Niveau des tiefen Julius-Fortunatus-Stollens mit 90 m Dicke ihr Maximum erreicht, eingeklemmt. In der Fallrichtung begleitet der Kniest das Lager beständig; an einer Stelle tritt er im alten Lager auf. Er hat nach Krusch und anderen Forschern nichts mit der primären Entstehung des Lagers zu tun.

Die Genesis der Rammelsberger Erzlagerstätte ist viel umstritten. Bergrat Schuster und andere vor ihm schrieben ihr (1867) sedimentäre Entstehung zu; ihm schlossen sich später Wimmer, Stelzner, Klockmann und Bergeat an.

Die ersten Verfechter einer epigenetischen Entstehung waren Lossen (1876) und Vogt (1894); sie verteidigten den intrusiven Charakter und bezogen sich darauf, daß die Schiefer, die das Nebengestein der Lagerstätte bilden, eine in beträchtlicher Tiefe entstandene Fazies repräsentieren und damit eine Flachseeablagerung, wie sie Schuster und Klockmann annahmen, ausschließen; gleichzeitig machten sie darauf aufmerksam, daß die Grenzen gegen das Hangende und Liegende von tektonischen Flächen gebildet werden und daß an Stelle einer substantiellen Niveaubeständigkeit ein Uebergang der verschiedenen Erzarten im Streichen beobachtet werden könne. Sie glaubten endlich auch einen genetischen Zusammenhang zwischen der Lagerstätte und den in ihrer Nähe auftretenden Eruptivgesteinen annehmen zu können.

Auf der anderen Seite halten die Anhänger der Sedimentationstheorie die sandreichen harten Schiefer sowie die Quarzite für Strandbildungen, und erklären die tektonischen Flächen als nach der Lagerbildung entstanden; auch bestreiten sie die Beziehung zwischen Eruptivintrusionen und dem Erzlager. Klockmann, einer der besten Kenner des Erzvorkommens, wendet sich vor allen Dingen gegen eine Parallelisierung des Rammelsberglagers mit den norwegischen Kiesvorkommen. Darin hat er insofern recht, als Schwerspat, der im Rammelsbergerz sehr reichlich ist, auf den norwegischen Kiesvorkommen fehlt. Er hält die Lagerstätte für gleichaltrig mit dem umgebenden Nebengestein; sie ist nach ihm in einer beckenartigen Vertiefung des Schieferschlammes entstanden. Dafür sprechen ihm die feinen Schieferbänder, welche die Erze wie Jahresringe durchziehen. Die Schwermetalle haben sich nach seiner Auffassung durch irgendwelche Reduktionsprozesse aus Lösungen ausgeschieden.

Die Differenzen in der genetischen Auffassung der Forscher sind zum Teil darauf zurückzuführen, daß man sich früher bemühte, alle bedeutenderen Kiesvorkommen der Welt in eine Gruppe gleicher Entstehung zusammenzufassen.

Nachdem Krusch auf das Unhaltbare einer alle verschiedenen Kiesvorkommen umfassenden geologischen Lagerstättengruppe hingewiesen hat, räumen wir dem Schwefelkies nicht mehr die als unberechtigt erkannte bevorzugte Stellung unter den Erzen ein, sondern wir unterscheiden wie bei allen übrigen Erzlagerstätten Vorkommen der verschiedensten Entstehung, also magmatische (intrusive Kiesgruppe), kontaktmetamorphe, gangförmige, metasomatische und lagerförmige Vorkommen.

In den letzten Jahren haben Bergeat und Bode Goniatiten in dem Erzlager gefunden, wodurch die Anhänger der Klockmannschen Anschauung eine wesentliche Stütze gewannen. Es kann sich beim Rammelsberg, dessen wahre und ursprüngliche Position infolge der zahlreichen Störungen schwer zu ermitteln ist, nach unserer Ansicht nur entweder um ein Sediment oder um eine Verdrängung eines mitteldevonischen Kalklagers durch Erz handeln. Da man aber für die letztere Auffassung zurzeit nicht über ein genügendes Beweismaterial verfügt, so erscheint es

B e y s c h l a g und K r u s c h nach dem heutigen Stande der Wissenschaft angebracht, das Rammelsberglager als sedimentäres Erzlager aufzufassen[1]).

Der Bergbau auf dem Rammelsberg ist sehr alt, er reicht historisch nachweisbar mindestens bis zum Jahr 972 zurück. Die ältesten Baue der oberen Teufen mit dem alten Bergeversatz stammen nach B e r g e a t aus grauer Vorzeit. Mit der Blütezeit des Bergbaus hängt die Gründung der Stadt Goslar, der Residenz der sächsischen Kaiser, zusammen. Nach mehrfachen, zum Teil jahrhundertelangen Unterbrechungen wurde 1635 bezw. 1642 durch die Gründung der sogenannten Kommunion, d. i. eines gemeinsamen Besitzes und Betriebes zwischen Hannover ($^4/_7$) und Braunschweig ($^3/_7$), in die später Preußen eintrat, die neueste Betriebsperiode eingeleitet.

Deutschland ist arm an Schwefelkies- und Kupferlagerstätten und der Rammelsberg stellt daher das wichtigste Schwefelkiesvorkommen Deutschlands dar.

Die heutige wirtschaftliche Bedeutung des Rammelsberges, dessen Bergbau bisher nur bis zu einer Tiefe von rund 400 m vorgedrungen ist, ergibt sich aus folgenden Angaben:

Die Förderung betrug im Jahre 1909 22 467 t Kupfer- und melierte Erze gegen 27 600 t im Vorjahr. Der preußische Anteil ($^4/_7$) betrug 12 838 t (15 772 t im Vorjahr) im Werte von 310 005 Mk.; die Gesamtproduktion hatte also einen Wert von ca. 542 500 Mk.

Andere deutsche Kiesvorkommen, Konkretions- und Alaunschieferlagerstätten u. s. w.

Literatur.

W. B r u h n s unter Mitwirkung von H. B ü c k i n g, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche, auf Grund des gleichnamigen D e c h e n schen Werkes neu bearbeitet. Berlin 1908. — A. S a c h s, Die Bodenschätze Schlesiens. Leipzig 1906.

Bei M i s d r o y finden sich am Nordrande der Insel Wollin kleine Schwefelkieslager und -trümer in senonen Mergeln, die früher abgebaut wurden.

Von einiger Bedeutung ist die Lagerstätte von R o h n a u in Schlesien südlich von Kupferberg, wo mächtigere Kieslager in kristallinen Schichten aufsetzen und tagebaumäßig gewonnen werden. Man stellt aus ihnen Schwefel, Eisenvitriol und Eisenoxyd für rote Farbe dar. Der Betrieb begann im 18. Jahrhundert, wurde 1891 eingestellt und 1904 wieder aufgenommen.

Im Fichtelgebirge kommt bei W e i r s b e r g in der Nähe von Kupferberg bei Kulmbach Schwefelkies zusammen mit Magnetkies und Kupferkies auf Lagern im Gneis vor. Man verarbeitet das Erz auf Eisenvitriol, gemischten Vitriol und Alaun und stellt aus den Rückständen das Glasschleiferrot dar.

---

[1]) Die von L i n d g r e n und I r v i n g in der oben angegebenen Arbeit (1911) vorgebrachten Beweise für eine epigenetische Entstehung bringen keine neuen Gesichtspunkte. Nach den letzten Untersuchungen von E r d m a n n s d ö r f f e r (noch nicht veröffentlicht) sind die Beobachtungen der beiden Forscher recht anfechtbar.

Eng an die Kieslager schließen sich die Alaunschiefer (Vitriolschiefer) und Alaunton-Vorkommen an. Häufig ist die Verteilung des Kieses in diesen Gesteinen eine derartig feine, daß eine mechanische Trennung des Kieses vom Gesteinsmaterial nicht möglich ist.

Die Darstellung von Alaun aus solchen Schiefern war namentlich am Ende des 17. und in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts in Blüte.

Während die Alaunschiefer vorzugsweise, wie bereits oben erwähnt, im Silur und Kulm verbreitet sind, finden sich die meisten Alauntone in der Braunkohlenformation.

Alaunschiefer wurden an vielen Stellen des Thüringer Waldes (Sophienau, Garnsdorf, Wetzelstein, Arnsbach, Schmiedefeld und Spechtsbrunn) ausgebeutet, während in Westfalen umfangreiche Betriebe auf dem Alaunschieferzuge, der sich südlich längs des steinkohleführenden Oberkarbons in östlicher bezw. nordöstlicher Richtung erstreckt, umgingen.

Auch kiesreiche oberkarbonische und permische Schiefer wurden bei Dudweiler im Kreise Saarbrücken und bei Kirn im Kreise Kreuznach gewonnen. Alaun- und Vitriolschiefer sind außerdem aus der Lettenkohle Lothringens, Württembergs und Bayerns bekannt.

Die Braunkohlentone benutzte man früher ebenfalls vielfach zur Darstellung von Alaun und Eisenvitriol. Sie hatten früher sogar teilweise eine größere Bedeutung als die ihnen zwischengelagerten Kohlenflöze. Wir erwähnen nur einige Beispiele: Die an Eisenkies reiche Braunkohle von Buxweiler, am östlichen Abhang der Vogesen, wurde vorzugsweise zur Darstellung von Alaun und Eisenvitriol, weniger als Brennmaterial benutzt. Aehnliche Alaunhütten wurden in Großalmerode in Hessen und in Riestedt in Thüringen betrieben. Tone mit größeren Schwefelkiesknollen hat man bei Rott auf Eisenvitriol verarbeitet. — Die Zahl dieser Beispiele läßt sich beliebig vermehren.

Zu den jüngsten, vielleicht heute noch in Bildung begriffenen Lagerstätten gehören die Vitrioltorfe, welche ebenfalls zur Bereitung von Eisenvitriol benutzt werden können. Der Torf ist entweder mit Schwefelkies durchsetzt oder er enthält freie Schwefelsäure. So haben die Lager von Trossin im Kreise Torgau, Moschwig im Kreise Wittenberg und bei Kamnig, Seifersdorf, Reichmannsdorf, Striegendorf im Kreise Grotkau u. s. w. große Verbreitung. Eine wirtschaftliche Bedeutung haben diese Lagerstätten heute nicht mehr.

Witwatersrandgruppe.

(Goldhaltige Konglomerate.)

Zu dieser nach dem Hauptvorkommen genannten Gruppe gehören goldführende Konglomeratlagerstätten, die sich in ziemlich gleichmäßiger Ausbildung über große Gebiete verbreiten können.

Am Witwatersrand liegen zahlreiche derartige goldführende Flöze durch Zwischenmittel von schwankender Mächtigkeit getrennt überein-

ander. Dabei liegen die Konglomerate nur selten noch horizontal, vielmehr sind sie meist zu Sätteln und Mulden gefaltet und von Störungen beeinflußt, so daß die Feststellung der Tektonik von großer Wichtigkeit für den Bergbau ist.

In genetischer Beziehung sind die goldhaltigen Konglomerate der verschiedenen Gebiete recht verschiedene Lagerstätten.

Entstanden die Konglomerate durch Zertrümmerung von Goldgängen, deren Fragmente wäßrig aufbereitet und später wieder verkittet wurden, so stellen sie „fossile Seifen" dar. Das Gold ist dann hauptsächlich in den gerundeten „Nuggets" und Körnchen vorhanden; die größeren Fragmente sind dagegen ebenso wie das Bindemittel meist goldfrei.

In anderen Fällen ist das Gold meist ausschließlich auf das Bindemittel beschränkt. Das Golderz kann sowohl während der Konglomeratbildung ausgeschieden als auch später von Spalten aus in das Gestein eingedrungen sein.

Die wäßrige Aufbereitung des später zu Konglomerat verkitteten Materials erfolgte entweder in Flußläufen (fluviatile Konglomerate) oder am Meeresstrande (marine Konglomerate). Im ersteren Fall entstehen langgestreckte Flußterrassen, die sich von den Seifen besonders durch das regelmäßige Vorhandensein eines Bindemittels unterscheiden; im letzteren Fall erstrecken sie sich gewöhnlich über größere Flächen von meist unregelmäßiger Form.

Die Verteilung des Goldgehaltes kann sowohl im Vertikalprofil als in der Horizontalverbreitung verschieden sein. In den Fällen, wo das Edelmetall der fossilen Seifen in Geröllen eingeschlossen oder in Form kleiner Gerölle vorkommt, ist es häufig in der untersten Schicht konzentriert, und man kann dann eine untere goldhaltigere primäre Teufe von einer oberen goldärmeren unterscheiden.

Drang das Edelmetall sekundär von Spalten aus in die Schichten ein, so sind derartige primäre Teufenunterschiede nicht zu beobachten, dagegen macht sich dann eine unregelmäßige Verteilung in horizontaler Richtung insofern geltend, als in der Nähe der Zubringerspalten der Goldgehalt häufig am reichsten ist und von hier aus nach beiden Seiten allmählich abnimmt.

Die Goldkonglomerate mit syngenetischem Gold galten früher als die klassischen Beispiele für eine Niveaubeständigkeit des Goldgehaltes. Indessen ist auch hier die Möglichkeit vorhanden, daß ärmere und reichere Partien in horizontaler Richtung miteinander abwechseln. Man tut daher in allen Fällen gut, mag die Entstehung des Goldgehaltes sein wie sie wolle, neue Schachtanlagen nicht auf wenige Bohrlöcher zu begründen, sondern das Konglomerat vor dem Abteufen des Schachtes möglichst genau auf seinen durchschnittlichen Goldgehalt durch zahlreiche Bohrungen u. s. w. zu untersuchen.

Bei Konglomeraten, die Gold als Gerölle führen, ist das Edelmetall als Freigold vorhanden; fand die Imprägnation dagegen von Spalten aus statt, so findet man es meist in Form von goldführendem Schwefelkies und nur ganz untergeordnet als Freigold; die gleiche Erscheinung

zeigt sich bisweilen, wenn sich das Gold im Bindemittel syngenetisch gebildet hat.

Gehen derartige Goldkonglomerate zu Tage aus, so wird das an Schwefelkies gebundene Gold in derselben Weise von den Atmosphärilien zersetzt wie gangförmiger, goldhaltiger Schwefelkies. Es kann sich also zu oberst eine Oxydationszone mit nur wenig Freigold und darunter eine Zementationszone mit etwas mehr Freigold bilden. Erhebliche Metallverschiebungen finden aber meist nicht statt, weil der große Anteil von Gesteinsgeröllen in dem Konglomerat und ihre innige Verkittung die Wasserzirkulation erheblich hindern.

Das Gold dieser Lagerstättengruppe ist in der Regel sehr rein; es gleicht in Bezug auf den Silbergehalt demjenigen der Gänge der Alten Goldgruppe.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Lagerstätte der Witwatersrandgruppe ist eine sehr bedeutende (vgl. Produktionstabelle S. 138—140). Der Witwatersranddistrikt, heute zweifellos der wichtigste Goldproduzent der Erde, deckte im Jahre 1911 ungefähr 35 Proz. der Weltproduktion.

Man kennt von dieser Lagerstättenform nur einen bedeutenden Vertreter, nämlich:

Die Konglomerate am Witwatersrand in Transvaal.

Literatur.

E. Cohen, Die goldführenden Konglomerate in Südafrika. Mitt. des naturw. Vereins f. Neuvorpommern u. Rügen 1887. Neues Jahrb. f. Min. 1887, B.-B. V. — W. H. Penning, Quart. Journ. Geol. Soc. London 1885, XLI und 1891, XLVII, dabei auch andere Abh. — A. Schenk, Ueber das Vorkommen des Goldes in Transvaal. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1889, XLI, Bd. 41, S. 573. — W. Gibson, The Geology of the gold-bearing and assoc. Rocks of the southern Transvaal. Quart. Journ. 1892, XLVIII, S. 420. — L. de Launay, Les mines d'or du Transvaal. Ann. des mines. Paris. Jan. 1886; Jan./Febr. 1891. — G. A. F. Molengraaf, Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogeveld usw. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1894, B.-B. IX. — K. Schmeißer, Ueber das Vorkommen und die Gewinnung der nutzbaren Mineralien in der südafrikanischen Republik. Berlin 1894. — A. Pelikan, Ueber die goldführenden Quarzkonglomerate von Witwatersrand. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1894, S. 421. — J. Kuntz, The Rand Conglomerates, how they are formed. Trans. Geol. Soc. of South Africa 1896, S. 118. — F. H. Hatch and J. A. Chalmers, The Gold Mines of the Rand. London 1895. — G. F. Becker, The Witwatersrand banket with notes on other Gold-bearing Pudding Stones. U. S. Geol. Surv. XVIII. Ann. Rep. 1896/97, Part V. — G. A. F. Molengraaff, Ann. Rep. of the State Geologist of the South African. Rep. for 1897. Johannesburg 1898. — S. J. Truscott, The Witwatersrand Goldfields Banket and Mining Practice. London 1898. — G. A. F. Molengraaff, Die Reihenfolge und Correlation der geologischen Formationen in Südafrika. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1900, Bd. 1, S. 113. — Derselbe, Géologie de la république sudafricaine du Transvaal. Paris 1901. — Derselbe, Geol. of Transvaal 1904. — Zahlreiche andere Abhandl. von Molengraaff, besonders in: Trans. Geol. Soc. of Southafrica bis zum Jahre 1905. — L. de Launay, Les Richesses Minérales de L'Afrique. Paris 1903, S. 42—85. — J. W. Gregory, The Origin of the Gold in the Rand Banket. Bull. Inst. of Min. and Met. London 1907. — Derselbe, The Origin of the Gold of the Rand Goldfield. Econ. Geol. 1909, IV. — F. W. Voit, Uebersicht über die nutzbaren Lagerstätten Südafrikas. Zeitschr f. prakt. Geol. 1908, S. 137, 191. — Derselbe, Der Ursprung des Goldes

in den Randkonglomeraten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1908, Bd. 60, Monatsbericht Nr. 5, S. 107 und Nr. 7, S. 181. — J. Kuntz, Die Herkunft des Goldes in den Konglomeraten des Witwatersrandes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1908, Bd. 60. Monatsber. Nr. 7, S. 172. — F. H. Hatch and G. S. Corstorphine, The Geology of South Africa. London 1909. — Ferner zahlreiche Arbeiten von Corstorphine, besonders in den späteren Jahrgängen von: Proc. Geol. Soc. of South Africa, und von Hatch. Wir erwähnen: P. H. Leggett and Hatch, An Estimate of the Gold Production and Life of the Main Reef Series, Witwatersrand, down to 6000 Feet. Trans. Inst. Min. and Metallurgy 1902/03, XII. — Und von Hatch allein: A Geological Survey of the Witwatersrand. Quart. Journ. London 1898, LIV. — The Auriferous Conglomerates of the Witwatersrand. Mining and Scientific Press (San Francisco and London) 1911. — On the Past, Present and Future of the Gold-Mining-Industry of the Witwatersrand; The „James Forrest“ Lecture. Inst. of Civil Engineers. London 1911.

Das älteste Gebirgsglied Südafrikas ist Gneis, auf welchem hochkristalline Schiefer mit intrusiven granitischen Gesteinen lagern.

Unmittelbar über den kristallinen Schiefern folgt, wahrscheinlich diskordant, die Witwatersrandformation, die namentlich im Randgebiete eine große Entwicklung hat. Hier teilt man sie noch in eine untere und eine obere Abteilung.

Während in der unteren eisenhaltige Schiefer neben Quarziten reichlich vorkommen, besteht die obere hauptsächlich aus Quarziten und Konglomeraten mit nur einer einzigen Schieferschicht, die als Kimberley Reef Shale bezeichnet wird. Beide Abteilungen der Witwatersrandformation liegen konkordant aufeinander und werden durch die Konglomeratreihe des Main Reefs getrennt, die die Basis der oberen Abteilung bilden. Im allgemeinen nimmt die Schichtenmächtigkeit in östlicher Richtung ab.

Während im Zentrum des Randgebietes das oben skizzierte Normalprofil gilt, nach welchem die Main-Reef-Konglomerate die liegendsten sind, stellt sich im Westen unter ihnen noch eine Reihe weiterer Konglomeratbänke ein.

Am Zentralrand beträgt die Mächtigkeit der Witwatersrandformation 24 000 Fuß, im Westen, z. B. bei Klerksdorp, ist sie noch größer, dagegen im Osten geringer.

Die Schichten bilden am Rand eine gewaltige, annähernd ostwestlich streichende Mulde, welche namentlich im Süden durch Spezialfaltung kompliziert wird (Fig. 160).

Nach der Aufrichtung und Faltung der Witwatersrandschichten folgte eine Periode eruptiver Tätigkeit, welcher gewaltige Ergußgesteinsmassen ihr Dasein verdanken. Sie gehören der Vaal-River-Formation an, die, abgesehen von an der unteren bezw. oberen Grenze auftretenden, wenig mächtigen Sedimenten, wie Quarziten, Konglomeraten und groben Sandsteinen, hauptsächlich aus Eruptivgesteinen besteht.

Auf die Vaal-River-Formation folgt nach dem Hangenden die Lydenburg-Formation, an deren Basis die Black Reef Series liegt, und die Kap-Formation, welche diskordant von der Karru-Formation mit ihren Steinkohlenflözen bedeckt wird. Auch in den Formationen, die jünger sind als die Witwatersrandschichten, kommen nach Voit goldführende Konglomerate und Quarzite vor, am bekanntesten sind das Black Reef und die Du Preez Series bei Rietfontein.

Ueber das geologische Alter der Witwatersrandformation herrscht noch keine völlige Klarheit. Während die kristallinen Gesteine archäisch sind, gehören die Witwatersrandschichten vielleicht zum Algonkium, die Lydenburg-Formation vielleicht zum Silur und die Kap-Formation vielleicht zum Devon.

Für die Goldführung am Witwatersrand kommen ausschließlich die

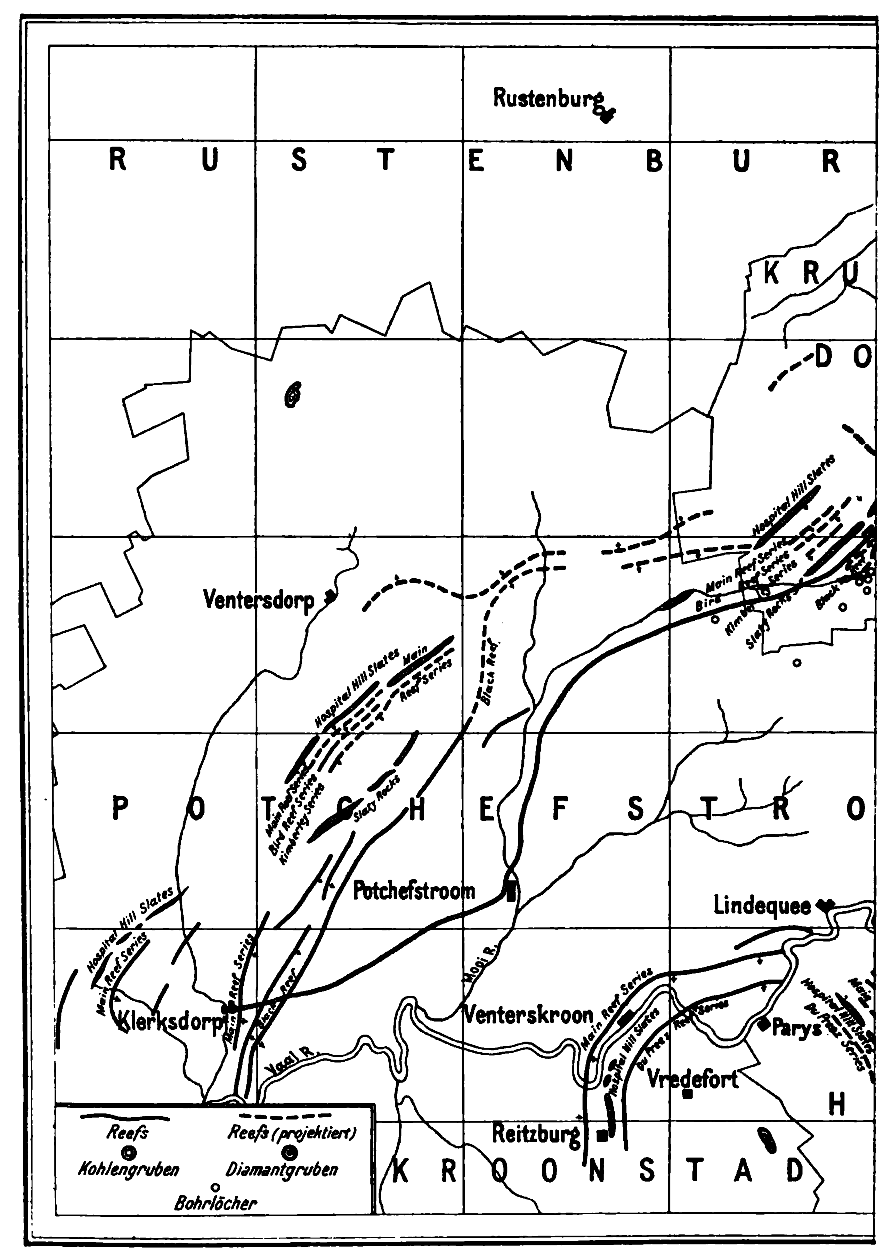
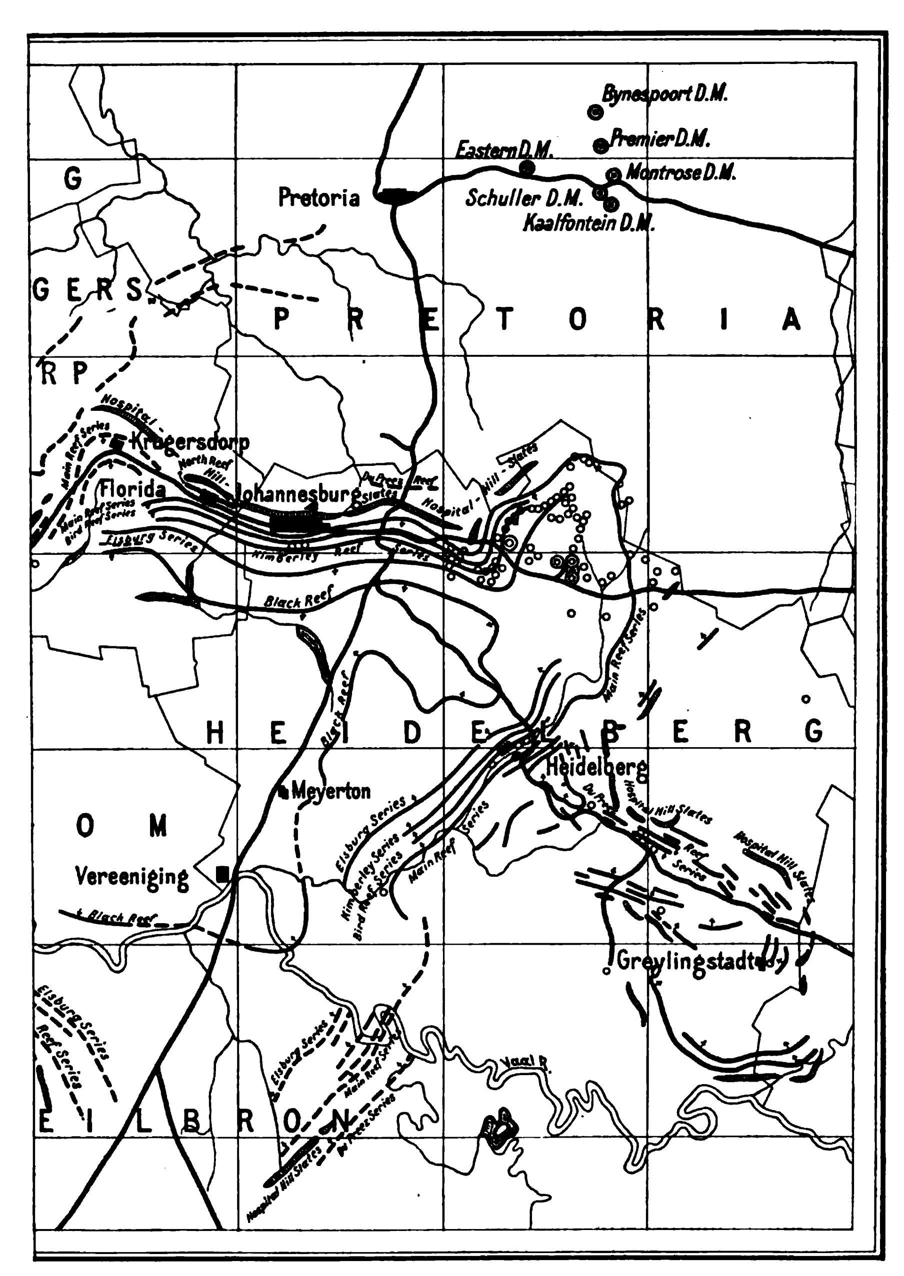


Fig. 160. Ausgehendes der Witwatersrandflöze und der wichtigsten

als Banket Reefs bezeichneten Konglomerate in Betracht. Sie streichen, wenn man von der Spezialfaltung absieht, ostwestlich und fallen in der Regel nächst der Oberfläche steil mit 60—85° nach Süden ein, während die Lagerung mit größerer Tiefe immer flacher wird. Die Gesteine bestehen aus gutgerundeten, meist haselnuß- bis hühnereigroßen Geröllen, welche durch ein kieselsäurereiches Bindemittel verkittet werden. Die Zwischen-



Schieferpartien i. M. ca. 1:1000000. (Nach Mercer, Nicolaus & Co.)

mittel zwischen den Konglomeraten bestehen aus Quarzit oder quarzitischen Sandsteinen.

Das Gold kommt fast ausschließlich an Schwefelkies gebunden im Bindemittel vor. In der Nähe der Tagesoberfläche ist der Kies zu Brauneisen zersetzt, in welchem der Edelmetallgehalt in Form von Gediegen Gold auftritt.

Gegenwärtig stammt fast die ganze Goldproduktion aus der Main Reef Series, welche annähernd in 30 m Abstand im Hangenden von dem Banket Reef (Main Reef Leader) begleitet wird. Man unterscheidet bei Johannesburg im ganzen acht Flözgruppen goldführender Konglomerate, einschließlich des Black-Reef-Konglomerates, welches, wie oben angegeben, bereits an der Basis der Kap-Formation liegt.

Am wichtigsten ist die Main-Reef-Gruppe mit fünf stärkeren Konglomeraten: dem South Reef, durchschnittlich $2^1/_2$ Fuß, dem Middle Reef, durchschnittlich 4 Fuß, dem Main Reef Leader, durchschnittlich $1^1/_2$ Fuß, dem Main Reef, durchschnittlich 10 Fuß und dem North Reef, ca. 2 Fuß.

Außer der Main Reef Series führt Schmeißer von der Nordostecke bis zum Zentrum des Beckens noch folgende an:

Du Preez Reef Series,
Main Reef Series,
Livingstone Reef Series,
Bird Reef Series,
Kimberley Reef Series,
Klippoortje Reef Series,
Elsburg Reef Series,
Black Reef Series.

Die Main Reef Series ist auf mehr als 80 km im Streichen bekannt. Von dem Ausgehenden der Konglomerate an wurden die Gruben je weiter südlich um so tiefer. Man unterscheidet deshalb die Outcrop Mines von den Deep Mines; unter diesen hatten einige schon 1911 eine Tiefe von 1200 m erreicht, und neue Gruben sind bereits bis 1800 m Tiefe projektiert.

Die Goldgehalte der Witwatersrandkonglomerate sind in den verschiedenen Teufen recht schwankend. In der Nähe der Tagesoberfläche, ungefähr in 30—70 m Tiefe zeigen die Sandsteine und Konglomerate zum Teil recht reiche, auf Zementation beruhende Partien. Der Main Reef Leader, der in der ersten Zeit Gegenstand des Bergbaues war, ergab zeitweise 6 Unzen per Tonne[1]). In Jumpers Claims erwiesen sich ebenfalls ziemlich nahe dem Ausgehenden Schaustücke als mit feinverteiltem Gold derart überkrustet, daß ein Gehalt von 600 Unzen per Tonne festgestellt werden konnte. Dieses Zementationsgold war vollkommen kristallisiert und zeigte unter dem Mikroskop gut ausgebildete Flächen und scharfe Ecken.

In der primären Zone sind die Gehalte in hohem Grade schwankend, und zwar nicht nur auf den verschiedenen Gruben, sondern auch in den verschiedenen Etagen ein- und derselben Grube. Unten geben wir eine Reihe Durchschnittswerte an.

[1]) 1 Unze (= 31,10 g per t) hat ca. 85 sh Wert.

Fast die ganze Produktion stammt heute aus der Main Reef Series, da das Black Reef und die übrigen nur verhältnismäßig geringe Mengen Roherz beisteuern.

Eine der ertragreichsten Gruben des Witwatersrandes ist die Robinson-Mine. Sie verarbeitete im Jahre 1895 140 665 t, und zwar verteilte sich die Produktion auf folgende Konglomerate:

aus dem Main Reef	36,92 Proz.,
aus dem Main Reef Leader	30,86 „
und aus dem South Reef	32,22 „

Man gewann nach dem Direktionsbericht durch Amalgamation 120 113 Unzen, durch Konzentration beim Verpochen 14 938 Unzen und mit Hilfe des Cyanidprozesses 22 157 Unzen, zusammen 157 208 Unzen. Das ergibt einen Durchschnitt von etwas über 19 dwts per Tonne beim Amalgamieren und etwas über 3 dwts beim Cyanidprozeß, zusammen 22 dwts 7 grs. Die Bergbau- und Hüttenunkosten betrugen damals 19 s 2 d per Tonne.

Die Goldfelder des Heidelberg- und Niget-Distriktes beuten ebenfalls Konglomerate aus, deren stratigraphische Stellung noch nicht genau bekannt ist. Sie produzierten 1894 ungefähr 52 500 und 1895 43 600 ozs.

Mit der zunehmenden Verbesserung der bergbaulichen und Goldverhüttungsanlagen konnte man immer ärmere Partien in Angriff nehmen.

Wie aus der unten folgenden Statistik hervorgeht, erhielt man durchschnittlich per verpochte Tonne in den Jahren 1890—1895 46,5 sh (17 g), 1896—1899 40,6 sh (14,9 g), 1902—1904 40,1 sh (14,7 g), 1905—1908 34,1 sh (12,5 gr) und in den Jahren 1909 und 1910 bezw. 29,1 und 28,6 sh (bezw. 10,7 und 10,5 g). — Diese starke Abnahme beruht hauptsächlich oder vielleicht ausschließlich darauf, daß es sich bei dem jetzigen Großbetrieb, mit Hilfe der modernen Anlagen, lohnt, ärmere Gangpartien als früher mitzugewinnen.

Wegen der unregelmäßigen Verteilung des Goldgehaltes in der Konglomeratfläche hat man noch nicht mit voller Sicherheit entscheiden können, ob die Lagerstätten im großen ganzen gerechnet nach der Tiefe zu ärmer werden oder nicht. Eine Zusammenstellung zahlreicher Beobachtungen deutet jedoch auf eine ganz geringe Abnahme des durchschnittlichen Goldgehaltes nach der Tiefe.

Mit der Genesis des Randgoldes haben sich viele Forscher beschäftigt. Die letzten zusammenfassenden Arbeiten rühren von W. J. Gregory (1907) und F. H. Hatch (1911) her. Keinem Zweifel unterliegt der sedimentäre Ursprung der Konglomeratschicht. Wenn auch die Meinungen darüber, ob es sich um eine Süßwasser- oder marine Ablagerung handelt, eine Zeitlang geteilt waren, so stimmen doch alle Forscher jetzt in der Deutung der Konglomerate als Brandungsbildung überein. Es lag deshalb nahe, auch den Goldgehalt des Konglomerates als sedimentär aufzufassen, ähnlich wie z. B. in den kambrischen Seifenvorkommen Dakotas. Diese Ansicht vertraten Cohen und Ballot im Jahre 1887 und später, aber auch noch in den ersten Jahren des Betriebes

eine Reihe Forscher, wie Sueß, Pošepny, Schenk, Fuchs, Halse, Pelikan, Gibson, D. A. Louis, Goldmann, Bleloch und G. A. Denny, abgesehen von vielen in der Praxis stehenden Bergingenieuren.

Gegen diese Sedimentationstheorie spricht aber eine Fülle von Tatsachen. Würde es sich um eine mechanische Sedimentation handeln, so müßte die petrographische Beschaffenheit des Randkonglomerates, abgesehen vom Verfestigungszustande, mit derjenigen irgendeiner fluviatilen oder marinen Seife übereinstimmen, d. h. das Gold müßte in kleinen Geröllen, die mehr oder weniger zerfressen sein könnten, in dem Konglomerat, und zwar namentlich in dessen unterem Teil, enthalten sein; man müßte bisweilen auch goldhaltige Quarzgerölle antreffen, ab und zu würden größere, sogenannte Nuggets gefunden werden. Bisher hat man aber keine derartigen Beobachtungen gemacht. Schließlich besteht noch ein wesentlicher Unterschied zwischen dem Goldgehalt der Randkonglomerate und demjenigen der Seifen und Kiese. Die Goldkonglomerate sind um ein vielfaches reicher, als die Seifen zu sein pflegen. Es liegt also kein Grund vor, das Witwatersrandkonglomerat für eine gewöhnliche fossile Seife anzusehen.

Die Schwierigkeiten, welche der Deutung als fossiler Seife entgegenstehen, haben einige Forscher (E. Cohen, F. Pošepny, G. F. Becker und J. W. Gregory) dadurch zu beseitigen versucht, daß sie eine nachträgliche chemische Umlagerung des ehemaligen Seifengoldes annehmen. Es soll also eine marine Goldseife vorliegen, deren Material aus Goldquarzgängen stammt; ursprünglich soll sie kleine Goldgerölle enthalten haben, aber durch den Einfluß von späteren Minerallösungen soll das Gold aufgelöst und in der jetzigen Form wieder abgesetzt worden sein.

Gregory, der sich eingehend (1907) mit der Genesis des Witwatersrandgoldes beschäftigte, erklärt das Gold für marines Seifengold und faßt den Schwefelkies als umgewandeltes Magneteisen auf.

Diese modifizierten Seifentheorien stellen also die Witwatersrandkonglomerate als eine den marinen Cape-Nome-Seifen analoge Bildung dar.

Krusch hat das Material aus den letztgenannten Seifen, das Bergassessor H. Weber sammelte, untersucht und gibt folgendes als wesentlichen Unterschied zwischen dem Witwatersrandgold und dem Seifengold an:

Bei den rezenten marinen Seifen ist, worauf bereits Beck in seiner Lagerstättenlehre hingewiesen hat, gerade das feine Quarzmaterial überwiegend, während im Witwatersrandkonglomerat die Gerölle vorherrschen. Wenn auch in beiden größere Goldklumpen (Nuggets) fehlen, so ist doch die Form des Goldes im Witwatersrandkonglomerat wesentlich verschieden von derjenigen von Cape Nome.

Mit bloßem Auge sehen die Goldpartikelchen der marinen Seifen Goldkristallaggregaten nicht unähnlich. Unter dem Mikroskop dagegen erweisen sie sich als aufs äußerste durch die Einwirkung des Meereswassers

zerfressene Skelette ehemaliger Geröllchen, welche von allen Seiten von Korrosionskanälen durchzogen werden. Das Meerwasser hat also in der Hauptsache auflösend und nicht goldabsetzend bei diesen Goldseifen gewirkt.

Wenn man nun auch die Goldkörnchen im Witwatersrandkonglomerate als letzte Reste ehemaliger Goldgerölle auffassen wollte, so bliebe doch der verhältnismäßig hohe Goldgehalt der Konglomerate recht auffallend.

Die Gregorysche Hypothese nimmt an, daß zwischen den groben Geröllen nur das schwere Seifengold liegen blieb, während die feinen Sandbestandteile weggeschwemmt wurden.

Große Schwierigkeiten bietet bei ihm die Annahme der Umwandlung des Magneteisens in Schwefelkies. Auch gibt es andere, weiter unten erörterte Momente, die sich nicht in Einklang mit der Umwandlung einer primären Seife bringen lassen.

Eine dritte Gruppe von Forschern, und zwar namentlich Penning, Hamilton, de Launay, Stelzner und F. W. Voit, verfechten in ihren Arbeiten über den Ursprung des Goldes in den Randkonglomeraten (Monatsberichte d. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Bd. 40, Nr. 5) die Präzipitationstheorie, nach der es sich um einen chemischen Absatz handelt. Nach Voit gelangte das Gold in heißen aufsteigenden Quellen an die Oberfläche in das die Konglomerate bildende Brandungsgebiet, wo es zusammen mit dem Schwefelkies chemisch ausgefällt wurde. Er beruft sich dabei auf das Auftreten des Kiesbandes (pyritic band), welches von Gregory als ein Umwandlungsprodukt aus Magnetit aufgefaßt wird, und dessen sekundären Charakter wir unten näher besprechen werden. Auch diese Präzipitationstheorie ist nicht einwandfrei. Es müssen goldhaltige Quellen zu Hilfe genommen werden, da der normale Goldgehalt des Meereswassers nicht genügt, um den hohen Goldgehalt der Konglomerate zu erklären. Wenn aber solche Quellen auftreten, dann ist es auffallend, daß sie immer nur während der Bildung der Konglomerate, aber nicht — oder nur in ganz geringem Grade — während der Sedimentation der zwischenliegenden Quarzite u. s. w. tätig waren.

Sieht man von der Mitwirkung von Quellen ab und begnügt man sich mit dem Goldgehalt des Meereswassers, so ergibt sich eine weitere Schwierigkeit aus der Tatsache, daß es im Laboratorium mit den vorhandenen Mitteln nicht möglich ist, Gold aus derartig verdünnten Lösungen zur Ausfällung zu bringen; es bedarf dazu schon recht energischer Hilfsmittel. Voit glaubt, daß die Ausfällung durch die Bewegung der Brandung und durch verteilte organische Substanzen befördert worden ist und weist auf den Kohlenstoffgehalt der Schichten hin, der recht häufig beobachtet werden kann, auf vielen Gruben aber völlig fehlt.

Die größte Zahl Anhänger (E. Dorsey, A. R. Saryer, Gardner, F. Williams, J. S. Curtis, J. Kuntz, P. Krause, J. Hays Hammond, F. H. Hatch, Beck u. a.) hat die Annahme der nachträglichen Goldimprägnation der Konglomerate. Hiernach waren die Konglomerate bereits verfestigt, als die goldführenden Minerallösungen eindrangen, die im Zusammenhang mit den reichlich vorhandenen Diabasen als deren Gefolgeerscheinungen auftraten.

Die im allgemeinen gut abgerundeten Quarzgerölle liegen in einer Matrix, die ursprünglich fast ausschließlich aus Quarzsand bestand, aber später durch sekundär infiltrierte Quarzsubstanz fest zementiert worden ist. — Außer den Quarzgeröllen und -sanden finden sich nach Hatch, dem besten Kenner der Geologie des Randgebietes — als primäre Bestandteile nur Zirkon in mikroskopischen Kristallen, ferner als Seltenheiten Chromit und Iridosmium in gerollten Körnchen.

An sekundären Mineralien gibt es dagegen nach ihm eine große Anzahl, nämlich — außer dem schon erwähnten sekundären Quarz — Chloritoid, Chlorit, Sericit, Kalkspat, Turmalin, Rutil, Schwefelkies, Markasit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Antimonglanz, Kobalt- und Nickelarsenide, Graphit, Goldtellur (freilich nur als große mineralogische Seltenheit) und Gold.

Außer einer Silifizierung hat auch eine Pyritifizierung mit einer Zufuhr von rund 3 Proz. Schwefelkies, der hauptsächlich in gut begrenzten Kristallen auftritt, stattgefunden. Außerdem kommen auch Schwefelkies-Konkretionen mit radialstrahliger Struktur, zum Teil auch mit gleichzeitigem konzentrischem Schalenbau vor. Quarzgerölle und Quarzsand sind hier und da metasomatisch zu Schwefelkies umgesetzt worden. — Der sekundäre Charakter des Schwefelkieses ergibt sich auch daraus, daß die primären Zirkonkristalle, bisweilen sogar auch die sekundären Chloritoidblättchen, von Schwefelkies inkrustiert sind. — Auch sonst haben metasomatische Vorgänge hier eine wichtige Rolle gespielt. Beispielsweise findet man Gerölle und Körner von Quarz, die mehr oder minder zu Kalkspat umgewandelt worden sind; ferner gibt es Pseudomorphosen von Quarz nach Chloritoid.

Graphit ist in den Konglomeraten einiger Gruben recht reichlich vertreten, fehlt aber in anderen völlig. Anfänglich erklärte man ihn durch Umwandlung von organischer Substanz, die gleichzeitig mit dem Konglomerat abgesetzt sein sollte. Nach C. R. Young (Trans. Geol. Soc. South Africa, 1911, XIII, S. 65) ist jedoch auch der Graphit jünger, da Quarz gelegentlich durch Graphit verdrängt worden ist.

Zwischen Gold und Schwefelkies gibt es eine sehr enge Beziehung. Unter dem Mikroskop zeigt sich (nach Hatch), daß äußerst kleine, kristalline Goldpartikelchen auf den Schwefelkieskristallen aufgewachsen sitzen. Das Gold findet sich auch auf Klüften zwischen Aggregaten von Schwefelkieskristallen und als Kruste auf kugeligen Konkretionen von Schwefelkies. — Auf denjenigen Gruben, wo Graphit vorhanden ist, treffen wir auch eine nahe Beziehung zwischen Graphit und Gold, derart, daß das Edelmetall als Kruste auf Graphit sitzen kann. — Gold findet sich auch in kleinen Aederchen von sekundärem Quarz, welche zerbrochene Quarzgerölle zementieren. Sowohl der Kies als auch der Graphit haben also bisweilen Gold aus den Lösungen ausgefällt.

Ferner beobachtet man öfter eine Beziehung zwischen den 30—40 m mächtigen, in großer Anzahl vorhandenen, das Konglomerat durchsetzenden Diabasgängen und dem durchschnittlichen Goldgehalte des Konglomerats. Mehrfach steigt der Goldgehalt auf beiden Seiten eines

Diabasganges. An anderen Stellen bildet der Eruptivgesteinsgang die Grenze zwischen einer goldreichen und einer goldarmen Partie — ein Beweis, daß die Diabasintrusion nicht älter als die Präzipitation des Goldes sein kann.

Da man in einigen Gebieten Südafrikas Goldquarzgänge zusammen mit metasomatischen Goldlagerstätten kennt (z. B. im de Kaap-Goldfeld, bezw. bei den Pilgrimsrest-Lagerstätten), ist die Möglichkeit des Auftretens mineralführender Spalten erwiesen. Kuntz erwähnt derartige Quarzgänge vom Westrande und führt sogar goldhaltige Diabasgänge an.

Diese Theorie macht auch erklärlich, daß die Goldkonglomerate bis zur Black Reef Series hinauf vorkommen, also nicht horizontbeständig sind. Das Beschränktsein des Goldgehaltes auf die Konglomeratschichten mit Ausschluß der die Zwischenmittel bildenden Gesteine, wie Quarzit oder quarzitischer Sandstein u. s. w., läßt sich aus dem größeren Porenvolumen oder der größeren Durchlässigkeit der Konglomerate erklären. Wichtig ist dabei die Feststellung von Kuntz, daß der Goldgehalt der Konglomerate längs mancher Diabasgänge besonders hoch ist und daß ein Zusammenhang zwischen dem Grade der Aufrichtung der Konglomerate und ihrem Goldgehalt besteht. In vielen Fällen (es gibt nach Voit auch eine ganze Anzahl von Ausnahmen) sind die steiler stehenden, also mehr aufgerichteten und infolgedessen gestörteren Partien goldreicher als die in größerer Tiefe und flacher liegenden.

Hatch gibt die folgende Uebersicht über die verschiedenen Bildungsetappen:

1. Klassifikation und Sedimentation des groben und feinen Materials, herrührend von der Denudation der Landoberfläche der alten Szwaziland-Formation (archäisch).

2. Verfestigung der Quarzgerölle und -sande unter einer immer mehr wachsenden Decke neuer Sedimente zu Konglomeraten und Quarziten durch Zementation von Kieselsäure (Quarz).

3. Einsinken der früheren Sedimente bis zu bedeutender Tiefe unter jüngeren Ablagerungen. Die Bildung von Chloritoid aus tonigem Material fand wahrscheinlich in dieser Periode statt.

4. a) Heben der Lager unter gleichzeitiger Faltung und ihre Zerstückelung durch Verwerfungen.

b) Injektion des Eruptivmagmas (Diabasgänge) in Spalten bei gleichzeitiger Pyritbildung, Ablagerung von Kohle (Graphit) und Präzipitation von Gold durch heiße magmatische Wässer, die bei der Erstarrung der eruptiven Intrusionen abgegeben wurden.

5. Metasomatische Ersetzung von sowohl allogenem wie autigenem Quarz durch Schwefelkies und Kalkspat, ferner von Chloritoid durch Quarz, Verkittung der kleinen Klüfte durch Quarz; alle diese Vorgänge waren von erneuten Präzipitationen von Gold begleitet.

6. Zersetzung von Schwefelkies innerhalb der Oxydationszone, wobei das im Kies mechanisch eingeschlossene Gold frei wurde, und gleichzeitig lokale Konzentration des Goldes durch die üblichen sekundären Anreicherungsvorgänge.

G e s c h i c h t e. Man kennt die goldführenden Randkonglomerate im südlichen Transvaal bei 1800 m Meereshöhe seit dem Jahre 1884, wo es den Brüdern S t r u b e n gelang, auf der Farm Wilge Spruit und bald nachher auch an anderen Stellen südlich vom Witwatersrand eine Reihe von goldhaltigen Flözen zu finden, nachdem schon im vorhergehenden Jahre A r n o l d im Konglomeratgebiet Goldspuren festgestellt hatte, ohne ein bauwürdiges Vorkommen zu entdecken. Im Jahre 1885 wurde das erste Fünfstempelpochwerk für Pochversuche aufgestellt, welches in einer Erzprobe der Bantjes-Reef-Bergbaugerechtsame 44 g pro Tonne ergab. Man verfolgte die Konglomeratflöze mit großem Eifer weiter, so daß bereits im Jahre 1886 neun Farmen zu öffentlichen Goldfeldern erklärt wurden. Es folgte dann Goldfund auf Goldfund, und schon nach kurzer Zeit stellte man das Vorkommen goldführender Konglomerate bei Klerksdorp fest.

Als man in 100—300 Fuß Tiefe aus der Oxydationszone mit „free-milling gold" in die primäre Zone hineinkam, stieß man auf die große Schwierigkeit, nur etwa 60 Proz. des Goldgehaltes durch Amalgamation gewinnen zu können. Man arbeitete deshalb anfänglich mit großen Goldverlusten. Diese wurden durch die im Jahre 1890 eingeführte Cyanidmethode, die für die kiesigen („pyritic" oder „refractory") Erze des Randgebiets von fundamentaler Bedeutung war, beseitigt. Die Abgänge von der Amalgamation werden mit Cyanid behandelt; Gold geht hierdurch in Lösung und wird später ausgefällt. Hierdurch gewinnt man meist 20—30 Proz. des gesamten Goldgehaltes. Bei der Verhüttung beträgt das Goldausbringen jetzt im ganzen 93—96 Proz; nur 7—4 Proz. gehen verloren.

Ein anderer einschneidender Wendepunkt in der Entwicklung des Goldbergbaues war der 1. Oktober 1892 durch die Eröffnung des Eisenbahnanschlusses der Niederländischen Eisenbahngesellschaft an die Eisenbahn der Kapkolonie, und zwar zuerst von Kimberley (480 km Entfernung) und dann von Vereenigung am Vaalriver her (67 km Entfernung).

Ein weiteres günstiges Moment für die Entwicklung war die Nutzbarmachung von Kohlenflözen in der Witwatersrandmulde, die man zwar schon lange vor Entdeckung des Goldes gekannt, aber bei der dünnen Bevölkerung nicht verwandt hatte.

P r o d u k t i o n. Nach H a t c h geben wir eine Tabelle der W i t w a t e r s r a n d - Gruben und zwar: a) Tonnenzahl zerkleinerten Materials, b) Wert in Pfund Sterling des produzierten Goldes, c) Durchschnittswert in Schilling pro Tonne (siehe Tabelle auf S. 651 oben).

Hierzu kommen die A u ß e n d i s t r i k t e Transvaals, nämlich die Goldquarzgänge und Lydenburg (siehe S. 132), in 1910 und 1911 mit Gold im Wert von bezw. 1 297 823 und 1 448 141 Pfd. Sterl. (bezw. 305 532 und 340 532 Unzen).

Von dem Gesamtwert (276 Mill. Pfd. Sterl. oder 5534 Mill. Mk.) der Witwatersrandproduktion bis zum Ausgange des Jahres 1910 wurden 72 416 555 Pfd. Sterl., entsprechend 9,3 sh pro Tonne, als Dividende bezahlt.

	Verpochte Menge in t	Goldwert in £	Goldwert Schilling pro Tonne
1887	(Nicht genau angegeben; etwa 1 Million)	81 045	(42,2?)
1888		729 715	
1889		1 300 514	
1890	702 828	1 735 491	49,4
1891	1 175 465	2 556 328	43,4
1892	1 921 260	4 297 610	44,7
1893	2 215 413	5 187 206	46,8
1894	2 827 365	6 963 100	49,2
1895	3 456 575	7 840 779	45,2
1896	4 011 697	7 864 341	39,2
1897	5 325 355	10 853 616	39,7
1898	7 331 446	15 141 376	41,3
Kriegsperiode 1899	6 639 355	14 093 363	42,4
Kriegsperiode 1900	(etwa 1 000 000)	2 484 241	(49,7)
Kriegsperiode 1901	412 006	1 014 687	49,2
Kriegsperiode 1902	3 416 813	7 179 074	42,0
1903	6 105 016	12 146 307	39,8
1904	8 058 295	15 539 219	38,5
1905	11 160 422	19 991 658	35,8
1906	13 571 554	23 615 400	34,8
1907	15 523 229	26 421 837	34,0
1908	18 196 589	28 810 393	31,6
1909	20 543 759	29 900 359	29,1
1910	21 432 541	30 703 912	28,6
Summa	156 026 983	276 181 571	35,4
1911	—	34 991 620	—

Im Jahre 1910, mit einem durchschnittlichen Goldgehalt des Pocherzes von 28 sh 6 d (= 6,7 dwts = 10,5 g), betrugen die durchschnittlichen Kosten bei 56 Gruben 17 sh 7 d; dies gibt einen durchschnittlichen Verdienst von 10 sh 11 d pro Tonne Roherz.

Bei den größten Gesellschaften arbeitet man häufig noch billiger; zur Erläuterung geben wir nach Hatch (1911) die folgende Tabelle:

Durchschnittliche Produktionskosten, Gehalte und Gewinn einiger Witwatersrandgruben in dem ersten Vierteljahr von 1911.

	Verarbeitet pro Monat t	Gehalt dwts pro t	Produktionskosten sh pro t	Profit sh pro t
Robinson	48 900	10,9	13,9	31,9
New Primrose	24 740	7,0	14,8	14,9
Simmer and Jack E.	68 530	6,3	12,1	14,4
East Rand Prop. M.	182 170	5,9	15,2	9,6
Witwatersrand	34 860	5,0	12,6	8,4
Knights Deep	57 820	4,7	11,7	8,4
Glencairn M. R.	18 520	3,7	13,7	1,8

Wir weisen auf die bedeutenden Unterschiede im Goldgehalt der verschiedenen Gruben hin.

Bei den großen Gruben sind die Produktionskosten, inbegriffen Administration, jetzt meist auf nur 13,8 sh pro Tonne (entsprechend $3^1/_4$ dwts = 5 g) hinuntergegangen; und schon bei 5 dwts (= 7,8 g) geben die großen Gruben einen guten Gewinn von durchschnittlich 7 sh 6 d pro Tonne.

Im Jahre 1910 waren auf 36 Gruben alles in allem 81 Mill. Tonnen Erz mit durchschnittlich 6,3 dwts (= 9,8 g) zum Abbau vorgerichtet.

Die Gruben arbeiten jetzt meist in einer Tiefe von 1000—2500 Fuß; einige haben schon 4000 Fuß erreicht. — Bei 1000 Fuß beträgt die durchschnittliche Gesteinstemperatur 68,7° F = 20,4° C, sie steigt nur um 1° F pro 208 Fuß, entsprechend 1° C pro 374 Fuß (ca. 124 m), also erheblich langsamer als im allgemeinen in anderen Distrikten. In einer Tiefe von 7000 Fuß (= 2100 m) ist demnach eine Gesteinstemperatur von nur 97,5° F = 36,4° C zu erwarten. In gut ventilierten Räumen wird man also bis zu einer Tiefe von 7000, vielleicht sogar von 8000 Fuß, arbeiten können.

Bis zu einer Tiefe von 6000 Fuß schätzt Hatch (1911) die noch zu gewinnende Goldmenge auf 1046 Mill. Pfd. Sterl., entsprechend einer Lebensdauer der Gruben von 35 Jahren bei 30 Mill. Pfd. Sterl. Produktion jährlich. In den nächsten Jahren wird die Produktion unzweifelhaft noch größer werden; anderseits wird man später mutmaßlich tiefer als bis 6000 Fuß arbeiten können.

Noch ein Menschenalter hindurch dürfte somit der Witwatersrand eine prädominierende Rolle einnehmen; später wird aber auch hier ein Rückgang eintreten.

Die Goldindustrie des Witwatersrands beschäftigte im April 1911 25 000 Weiße und 194 000 Eingeborene, alles in allem demnach 220 000 Arbeiter. Chinesen werden nicht mehr verwandt.

Andere afrikanische Goldkonglomerate.

Literatur.

A. R. Sawyer, The Tarkwa Goldfields Westafrika, Trans. Inst. Min. Eng. London 1902. — S. J. Truscott, The Witwatersrand Goldfields II. Trans. Inst. Min. Eng. 1902, S. 487. — R. Beck, Einige Bemerkungen über afrikanische Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 208. — Derselbe, Lehre von den Erzlagerstätten, Bd. 2. Berlin 1909.

1. Maschonaland (Rhodesien).

Die Ayrshire-Grube im Lomagunda-Gebiet baut nach Beck in der Hauptsache zwar einen goldführenden Hornblendegneis ab, hat aber in einem 15 km weiter südlich liegenden Gebirgszuge im Jahre 1904 eine wertvolle Konglomeratlagerstätte aufgeschlossen, welche dem Ayreshire-Lager parallel verläuft und auf 4,5 km Länge verfolgt werden konnte.

Die Konglomerate bestehen aus Geröllen von Granit, Quarzit und anderen kristallinen Gesteinen mit reichlichem Bindemittel, dessen Zusammensetzung nach Beck einem quarzreichen Biotitamphibolit entspricht. Da, wo Quarz überwiegt, zeigt sich die für regionalmetamorphe

Sedimente typische Pflasterstruktur. Neben Freigold finden sich Magnetit und Schwefelkies.

Die Konglomeratbank ist in den Aufschlüssen der Eldoradogrube am Hunyani 1,8 m mächtig. Sie hat hier im Durchschnitt 24 g Gold pro Tonne. Charakteristisch ist die Goldanreicherung unmittelbar über den das Liegende bildenden Kalkschiefern.

Beck hebt ausdrücklich hervor, daß diese Konglomeratbank in petrographischer Beziehung mit derjenigen am Witwatersrand keinerlei Aehnlichkeit hat. Nach der Beschreibung dürfte vielleicht eine fossile Goldseife vorliegen.

2. Das Tarkwakonglomerat im Wassaugebiet (Goldküste).

Mit diesem in der Hauptsache aus Geröllen von Quarz, Quarzit, zersetzten Feldspatgesteinen und Bruchstücken von Phyllit bestehenden Konglomerat beschäftigen sich Sawyer, Truscott und Beck. Letzterer fand im Bindemittel neben vielen Quarzkörnchen Sericit, Chlorit und einen dem Chloritoid nahestehenden Sprödglimmer, außerdem Ilmenit und Magnetit, welcher zum Teil eine Roteisenkruste zeigte. Als spärliche Bestandteile erwähnt er Zirkon in gerollten Kriställchen, Turmalin, Korund und Freigold. Die von ostwestlichen Verwerfungen durchsetzten Schichten streichen annähernd nordöstlich und fallen bald flach, bald steil nach Nordwesten ein. Wahrscheinlich sind sie altpaläozoisch.

Das Edelmetall tritt in kleinen Kristallen oder in Schuppen auf und zeichnet sich durch große Reinheit (Gehalt bis 989) aus. Ebenso wie beim Witwatersrandkonglomerat enthalten die Gerölle, abgesehen von dem nachträglich infiltrierten, kein Gold. Der Edelmetallgehalt beträgt ca. 14 g pro Tonne.

3. Das Ussungo- und Sekenke-Konglomerat (Ostafrika).

Die Lagerstätten wurden von Beck auf Grund von Material, welches J. Kuntz geliefert hatte, genauer beschrieben.

Im Ussungo-Gebiet treten die Konglomerate steil aufgerichtet in Wechsellagerung mit hellen quarzitischen Sandsteinen auf. Wenn auch das Gestein auf den ersten Blick viel Aehnlichkeit mit demjenigen am Witwatersrand zu haben scheint, so macht Beck doch auf eine Reihe abweichender Eigenschaften aufmerksam. Meist sind die Gerölle nur bis eigroß. Sie bestehen in der Hauptsache nicht nur aus Quarz, sondern auch aus kristallinen Gesteinen, wie Eisenquarzitschiefer, feinkörnigem Granit und aus hornblendereichen Eruptivgesteinen.

Das Zement stellt ein Quarzaggregat mit feinschuppigem Sericit und reichlichem Schwefelkies dar, der häufig ganze Bänder oder ringförmige Aggregate bildet. Das Edelmetall kommt gediegen oder an Schwefelkies gebunden vor, wurde aber von Kuntz auch in Eisenquarzitschiefergeröllen gefunden. Der Goldgehalt der Konglomerate beträgt im Durch-

schnitt nur 3—4 g, wenn er auch stellenweise bis 14 g steigt. Wegen des geringen Gehaltes hat die Lagerstätte keine wirtschaftliche Bedeutung.

In der Nähe der Goldgänge von Sekenke am Rande der Wembere-steppe (S. 118) findet man nach Kuntz und Beck Reste von goldführenden Konglomeraten, welche an den Hügelgehängen mächtiger sind als auf dem Gipfel. Sie bilden eine 20—60 cm mächtige Schicht in einem vorherrschend aus Sandsteinen bestehenden Komplex einheitlicher Genesis.

Die Gerölle werden fast nur aus Quarz, untergeordnet aus Quarzitschiefer, gebildet. Da einzelne noch eckig sind, dürfte die Kuntzsche Annahme, daß das Material von zerstörten Goldgängen stammt, zu Recht bestehen. Das nur in geringer Menge vorhandene Bindemittel wird nach Kuntz von Opal und Quarz gebildet, der Goldgehalt ist gering, er beträgt bis 10 g pro Tonne.

Sonstige goldhaltige Konglomerate.

Literatur.

W. Lindgren, An Auriferous Conglomerate of Jurassic Age from the Sierra Nevada. Amer. Journ. Sc. XLVIII, Okt. 1894. — G. F. Becker, The Witwatersrand Banket, with Notes on other Gold-bearing Pudding Stones. U. St. Geol. Surv. 8. Ann. Rep. 1896/97, Part V, S. 153—184 (enthält Zusammenstellung der Literatur zahlreicher Konglomerate).

Ferner besonders über Homestake in Süddakota (Black Hills): W. B. Devereux, The Occurrence of Gold in the Potsdam Formation, Black Hills, Dakota. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1881/82, Bd. X. — Franklin R. Carpenter, Ore Deposits of the Black Hills of Dakota. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1888/89, Bd. XVII, S. 570. — Derselbe, Notes on the Geology of the Black Hills, Preliminary Report of the Dakota School of Mines upon the Geology, Mineral Resources and Mines of the Black Hills of Dakota, Rep. City 1888. — J. F. Kemp, The Ore Deposits of the United States and Canada. New York 1906. — C. L. Henning, Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika. Stuttgart, Ferdinand Enke 1911, S. 165. — T. A. Jaggar jr., J. D. Irving und S. F. Emmons, Economic Resources of the Northern Black Hills. U. S. Geol. Survey P. P. 26.

1. Das Homestake-Konglomerat in Süddakota (Black Hills).

Nach den Untersuchungen von Henry Newton bestehen die Black Hills, welche zum größten Teil in Süddakota liegen, aus einem ungefähr elliptischen Kern (ca. 200 km Länge und 96 km Breite) von Granit und alten Schiefern, dessen Achse nordwestlich verläuft; er wird diskordant von Kambrium (sogenannter Potsdam-Sandstone), Karbon, Jura, Trias und Kreide bedeckt.

Tertiäre vulkanische Gesteine, und zwar namentlich Phonolith, durchbrechen die genannten Schichten. Der höchste Gipfel der Black Hills ist der Terry Peak, welcher 2155 m erreicht. Die Auffaltung fand zur Zeit der Oberen Kreide und im Eozän statt.

Nach Irving und Emmons treten Goldlagerstätten, und zwar alte Seifen, im Präkambrium, Kambrium und Karbon auf. Die kambrischen Goldkonglomerate sollen die am längsten bekannten Goldvorkommen

der Vereinigten Staaten sein. Gold findet sich in ihnen zusammen mit Turmalin, Granat und Zinnstein. Häufig ist das Edelmetall noch mit glasigem Quarz und mit Kalkschiefer verwachsen. Die Lagerstätten haben heute keinerlei Bedeutung.

Das Karbon besteht aus Kohlenkalk, der namentlich westlich von Crown Hill und Portland metasomatische Gold- und Silberlagerstätten enthält.

Hier verdienen aber vor allem die kambrischen Lagerstätten hervorgehoben zu werden. Es treten unmittelbar über den kristallinen Schiefern des Algonkian Konglomerate bis zu 10 m Mächtigkeit auf, welche alle Eigenschaften eines Basalkonglomerates haben. Sie gehen stellenweise in Quarzit über. Das Hangende bilden weiche Sandsteine und Quarzite, die von jüngeren Schichten des Kambriums überlagert werden.

Die Konglomerate sind goldführend, und zwar tritt das Edelmetall in Trümmern, welche durch die Zerstörung goldhaltiger Gänge entstanden, auf. Wie bei vielen Seifen ist auch hier die tiefste Lage besonders goldreich; mutmaßlich spielen auch hier chemische Umlagerungen eine Rolle. An einigen Stellen wird das Konglomerat von Rhyolith durchsetzt.

Nach Jaggar und Emmons liegt hier eine alte kambrische Seife vor; da die Schichten über dem Konglomerat marine Fossilien enthalten, das Konglomerat jedoch nur eine beschränkte Ausdehnung hat und allseitig in Sandstein mit marinen Fossilien übergeht, dürfte es sich um eine Strandbildung handeln.

Becker bespricht außerdem eine ganze Anzahl anderer goldführender Konglomerate, unter denen einige ausgebeutet worden sind. Wir erwähnen folgende:

Im The Bald Mountain-Distrikt im nördlichen Wyoming, wahrscheinlich zum Silur gehörend.

Triassische Konglomerate östlich von dem Golddistrikt in dem südlichen Appalachian, mit wenig Gold.

In Kalifornien drei prätertiäre goldhaltige Konglomerate, von denen zwei zur Kreide und ein drittes zum Jura gehören.

Bei Corbetts Mills, Colchester Co., in Nova Scotia, ein Konglomerat wahrscheinlich karbonischen Alters. Das Gold tritt darin „genau wie in den rezenten Goldseifen auf, derart, daß das Edelmetall besonders in dem unteren Teile des Konglomerats, aber auch in Klüftchen im liegenden Schiefer gefunden wird".

An mehreren Stellen in Australien, so im Peak Downs Distrikt in Queensland, bei Tallawang und an anderen Punkten in New South Wales, außerdem in Süd-Australien und auf Tasmanien. Mehrere dieser Konglomerate sind karbonisch. Gelegentlich hat man abgerundete Nuggets im Gewicht bis zu 5 Unzen (150 g) gefunden.

Bei Blue Spur in New Zealand, hier an der Grenze von Tertiär und Kreide, wahrscheinlich zur Oberen Kreide gehörig.

Im unterkarbonischen Konglomerat von Bessèges im Departement Gard (Frankreich).

Nach Becker handelt es sich in allen diesen Fällen um fossile Seifen, in denen Gold besonders in abgerundeten Körnchen und hauptsächlich in der Nähe der Basis des Konglomerats auftritt.

Ferner hebt Becker hervor, daß diese alten Seifen — wahrscheinlich mit Ausnahme derjenigen von New Zealand — nicht fluviatiler, sondern mariner Entstehung sind. Dies dürfte darauf beruhen, daß die Flußablagerungen bei der Senkung unter den Meeresspiegel im allgemeinen durch die Brandungen zerstört werden. Die Küstenablagerungen, welche also zum Teil aus den fluviatilen Seifen entstanden sein dürften, bleiben dagegen infolge der Ueberdeckung mit jüngeren Sedimenten leichter erhalten.

Die lagerförmigen Blei-Zink-Kupfererzvorkommen.

Hier sind in Bezug auf den Inhalt recht verschiedenartige Lagerstätten zusammengefaßt. Mit größter Wahrscheinlichkeit ist anzunehmen, daß sie auch in genetischer Beziehung nicht einheitlich sind.

In allen Fällen ist die Form diejenige der Erzlager, d. h. die Erzführung beschränkt sich auf ganz bestimmte geologische Horizonte. Die erzhaltige Platte enthält aber durchaus nicht ausschließlich bauwürdiges Erz, sondern recht häufig ergeben sich Zonen reicher Partien in einer ärmeren Hauptmasse. Das geologische Alter der erzführenden Schichten ist ein sehr verschiedenes, wie sich aus folgender Uebersicht ergibt:

Tertiär: Boleo und Alghero.

Keuper: Freihung, Alderley Edge und Mottram.

Buntsandstein: Commern, Mechernich und St. Avold.

Archäikum: Åmmeberg.

Die Mächtigkeit ist sehr schwankend. In vielen Fällen bleibt sie bei den einzelnen Lagern unter 1 m, nur selten ist sie bedeutender.

Häufig treten die Erze in Form von rundlichen Konkretionen (Commern, Mechernich, Boleo, St. Avold, Freihung) auf, die auf deutschen Lagerstätten als „Knotten" bezeichnet werden. Die Wirkung der Kristallisationskraft ist bei der Knottenbildung eine recht verschiedene; wenn auch in den meisten Fällen die rundliche regellose Form überwiegt, so kommen doch z. B. bei Bleiglanzknotten mehr oder weniger abgerundete Würfel vor.

Derbe Erzlager sind selten (Boleo zum Teil, Åmmeberg zum Teil), ziemlich gleichmäßige Verkittungen von Gesteinssubstanz, beispielsweise Sandsteinkörnchen durch Erz, ist dagegen häufiger (Commern, Mechernich).

In der Zusammensetzung der Erze kann man zwei große Gruppen unterscheiden, nämlich: sulfidische Blei-Zinkerzlagerstätten einerseits (Commern, St.-Sébastien d'Aigrefeuille, Freihung) und kupferkarbonatische anderseits (Alghero, Boleo, St. Avold und Alderley Edge).

Die Genesis ist bei den Vorkommen nicht immer mit voller Sicherheit festzustellen. Streng genommen dürften zu dieser Lagerstättengruppe nur syngenetische Vorkommen gerechnet werden, also solche, bei denen

Erz und Nebengestein gleichalterig sind. Neuere Forschungen haben aber gezeigt, daß es sich bei einzelnen Lagerstätten, die man früher für syngenetisch hielt, um jüngere Einwanderungen von Erz handelt; und da mit unseren heutigen Hilfsmitteln nicht immer festzustellen ist, ob ein derartiges Vorkommen syn- oder epigenetisch ist, halten wir es für richtig, in dieser Gruppe alle Lagerstätten zusammenzufassen, bei denen die epigenetische Natur noch nicht mit Sicherheit festgestellt ist.

Von wesentlicher Bedeutung ist die Abwesenheit von Gangarten. In vielen Fällen werden bei einer epigenetischen Entstehung, abgesehen von den Erzen, andere Mineralien einwandern, die dann den Nachweis der nachträglichen Imprägnation erbringen.

Eine Sonderstellung nimmt in gewisser Beziehung die Lagerstätte von Åmmeberg ein, welche Eigenschaften zeigt, die im allgemeinen bei den Kontaktvorkommen beobachtet werden. Indessen nimmt sie insofern eine Ausnahmestellung ein, als sie ein sehr hohes Alter hat und im Laufe der geologischen Epochen manche nachträgliche Veränderung erlitten haben dürfte.

Sekundäre Teufenunterschiede. Wo primäre sulfidische Blei-Zinkerze vorliegen (Commern, Mechernich, Freihung, Saint-Sébastien d'Aigrefeuille, Åmmeberg u. s. w.), sind sie in der Nähe der Tagesoberfläche zu den bekannten oxydischen Erzen des Eisernen Hutes umgewandelt. Wir finden dann beispielsweise braungefärbte Sandsteine und Konglomerate, die durch Weißbleierz oder Bleivitriol oder Pyromorphit verkittet sind.

Die primären karbonatischen Kupfererze erfahren in der Nähe der Tagesoberfläche nur selten eine weitere Umwandlung. Liegt dagegen ausnahmsweise Kupferglanz als primäres Erz vor, wie z. B. bei der wirtschaftlich wenig wichtigen Lagerstätte von Senze de Itombe (Kreidesandstein) in Angola, so ist die Gelegenheit zur Bildung sekundärer Kupferkarbonate durch den Einfluß der Atmosphärilien gegeben. Bei Senze de Itombe stehen infolgedessen in der Nähe der Tagesoberfläche Sandsteine mit Malachit und Kupferlasur an, während in größerer Tiefe spärlicher Kupferglanz aufgefunden wurde.

Von akzessorischen Edelmetallgehalten ist bei den sulfidischen Bleierzlagerstätten namentlich Silber bemerkenswert, dessen Menge z. B. bei dem Vorkommen von St.-Sébastien d'Aigrefeuille beträchtlich ist.

Die Verbreitung der erzführenden Schichten kann eine erheblichere, über viele Kilometer sich erstreckende sein. Zieht man aber die Metallgehalte in Betracht, so ergeben sich gewöhnlich beschränktere bauwürdige Zonen in einer ärmeren Platte.

Unter diesen Lagerstätten befinden sich drei wirtschaftlich wichtige Vorkommen, diejenigen von Boleo, Åmmeberg und von Commern-Mechernich, von denen das letztere leider zum größten Teil abgebaut ist. Die übrigen haben eine geringere Bedeutung. Im ganzen scheinen ausgedehnte Vorkommen in dieser Lagerstättengruppe selten zu sein.

Das Zinkblendelager von Åmmeberg im zentralen Schweden.

Literatur.

A. E. Törnebohm, Erläuterung zu der geologischen Uebersichtskarte von Mellersta Sveriges Bergslag, Blatt Nr. 7, 1881, S. 31 ff. — H. E. Johansson, The Åmmeberg Zinc Ore field. Geol. Fören. Förh. 1910, S. 1051—1078; auch als Nr. 35 in den Guides des excursions en Suède, Internationaler Geologenkongreß, Stockholm 1910.

Dieses bedeutende, in der Nähe des Nordendes des Vänern-Sees liegende Erzgebiet (Bd. 1, Fig. 241 unten links) gehört der schwedischen Granulit- oder Leptitformation an, welche zu dem jüngeren Grundgebirge gerechnet wird. — In der nächsten Umgebung des Grubenfeldes treten verschiedene Gneise und Granulite (Leptite) auf; untergeordnet finden sich Gabbrodiorit und Amphibolperidotit, Eklogit u. s. w., außerdem einige Kalklager. Im Süden und Westen wird der Erzdistrikt, der intensiv gefaltet und gefältelt ist, durch ein ausgedehntes Granitfeld abgeschnitten; kleinere Granitgebiete finden sich auch in unmittelbarer Nähe der Grube.

Die Erze treten lager- und fahlbandförmig in einem grauen, an Mikroklin sehr reichen Granulit auf.

Abgesehen von dem Haupt-Zinkblendelager, welches in derselben Weise wie das Nebengestein gefaltet ist, kommen in geringer Entfernung im Hangenden und Liegenden mehrere andere Erzlager oder Fahlbänder vor. Erwähnenswert sind unter ihnen ein ärmeres Zinkblendelager im Hangenden und ein bis 20 oder 30 m mächtiges Magnetkieslager mit 15—30 Proz. Magnetkies, etwas Zinkblende u. s. w. im Liegenden. — Unmittelbar im Hangenden der erzführenden Granulitzone treten mehrere mächtige, etwa 4 km lange Kalksteinlager auf.

Das Haupt-Zinkblendelager läßt sich fast ohne Unterbrechung auf eine Länge von 5 km verfolgen. Abbauwürdig sind jedoch nur eine Reihe von linsenförmigen Erweiterungen, bei denen die Mächtigkeit örtlich auf 12—15 m steigen kann. Im Durchschnitt rechnet man an den abbauwürdigen Stellen mit 4—5 m.

Das Erz, welches konkordant den Nebengesteinsschichten auftritt, hat eine ausgeprägt lagenförmige Struktur und ist hauptsächlich mit den gewöhnlichen Granulitmineralien vermengt, also mit Mikroklin, etwas Quarz, in untergeordneter Menge auch mit Plagioklas und Biotit, seltener etwas Pyroxen, Hornblende und Granat. Unmittelbar im Liegenden des Erzkörpers tritt ein sogenannter Wollastonitfels auf, der neben diesem Mineral etwas Zoisit, Granat und Vesuvian (!) enthält.

In der nächsten Nähe des Erzlagers kommt ein Pyroxengestein vor, welches an den typischen Skarn der schwedischen Eisenerzlagerstätten erinnert (siehe Bd. 1, S. 381). Granit- und Pegmatitgänge treten häufig teils als Lager-, teils als Quergänge auf und durchsetzen die Erzkörper.

In dem Hauptlager bildet Zinkblende mit einem geringen Eisengehalt das überwiegende Erz, außerdem kommt etwas Bleiglanz, namentlich in besonderen Lagen am Hangenden, vor. Kupferkies und Schwefelkies

fehlen so gut wie vollkommen. Magnetkies ist in dem eigentlichen Zinkerz fast nirgends vorhanden, tritt aber in besonderen Lagen oder Imprägnationszonen im Liegenden des Zinkerzlagers auf. — In Klüften findet man hier und da Gediegen Silber, welches sekundär aus Lösungen abgeschieden worden ist.

Die Gruben bauen auf meist steil nach Norden einfallenden Erzkörpern und haben bis jetzt eine Seigerteufe von 350 m erreicht. — Seit 1857 gehören sie der Gesellschaft Vieille Montagne, welche einen ausgedehnten Betrieb unterhält. Es werden jährlich ungefähr 10 000 t prima Handscheideerz mit 38—39 Proz. Zink und rund 45 000 t Aufbereitungserz mit 21 Proz. Zink geliefert; aus den letzteren gewinnt man durch Aufbereitung ungefähr 21 000 t Zinkerz mit 37—38 Proz. Zink und 5000 t Schlieg mit 25 Proz. Zink neben 350 t Bleierz mit 72 Proz. Blei und 800 g Silber pro Tonne Blei. — Das gewöhnliche Handelszinkerz enthält 38 bis 38,5 Proz. Zink, 3—3,3 Proz. Blei, nur bis 0,02 Proz. Kupfer und nur 3,6 bis 5 Proz. Fe_2O_3 (oder 2,5—3 Proz. Fe). Der Rückstand beträgt 31 Proz., der Schwefelgehalt 18,5—21 Proz.

Von 1857 bis Ende 1909 förderte man im ganzen 1 968 729 t Handscheide- und Aufbereitungserz.

Früher wurde das Erzlager von schwedischen Geologen und Bergleuten mit Vorliebe als Sediment aufgefaßt. Johansson ist geneigt, in ihm eine magmatische Ausscheidung zu sehen; zu dieser Lagerstättengruppe rechnet er auch die schwedischen Eisenerzvorkommen vom Typus Persberg-Dannemora (Bd. 1, S. 386); wir halten die letztgenannten Lagerstätten für kontaktmetamorphe. Bei Åmmeberg könnten Wollastonit, Vesuvian und ein Skarngestein auch die Annahme einer kontaktmetamorphen Entstehung begründen. Da die Genesis des Erzvorkommens nicht geklärt ist, stellen wir es, dem Beispiel vieler schwedischen Geologen folgend, vorläufig noch zu den Erzlagern.

Nur 8 km von Åmmeberg liegt das oben S. 626 erwähnte Kobalterzvorkommen von Vena. In unmittelbarer Nähe treten einige Eisenerzlagerstätten auf.

Die Bleiknottenerze von Commern und Mechernich (Eifel).

Literatur.

M. Dartiques, Sur les mines de plomb du Bleiberg. Journ. d. Min. Vol. 22, Nr. 131, S. 341—360. 1807. — Nöggerath, Der Bleiberg im Roerdepartement, beschrieben in mineralogischer Hinsicht. Annalen d. Wetterauisch. Gesellsch. Hanau, Bd. III, S. 29—40. 1814. — v. Oeynhausen und v. Dechen, Der Bleiberg bei Commern. Karstens Archiv f. Bergbau, IX, S. 60—133. Berlin 1825. — D. A. Gurlt, Erzvorkommen am Haubacher Bleiberge. Verh. d. naturh. Vereins der preußischen Rheinlande und Westfalens, Bd. XVIII, Sitzungsberichte, S. 29 bis 33. 1861. — C. Diesterweg, Die Beschreibung der Bleierzlagerstätten, des Bergbaues und der Aufbereitung am Bleiberge bei Commern. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate, XIV, S. 159—179. 1866. — Haber, Genesis der Bleierze im Buntsandstein des Bleiberges bei Commern. Berggeist, Bd. XI 1866 und Bd. XII 1867. — F. W. Hupertz, Der Bergbau- und Hüttenbetrieb des Mechernicher Bergwerks-Aktien-Vereins. Köln 1883. — M. Blanckenhorn, Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem

Roertal. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Bd. VI, Heft 2. Berlin 1885.

Das Triasgebiet am Nordrande der Eifel bildet ein Hügelland, dessen steilere Erhebungen im Westen und Südosten aus Hauptbuntsandstein

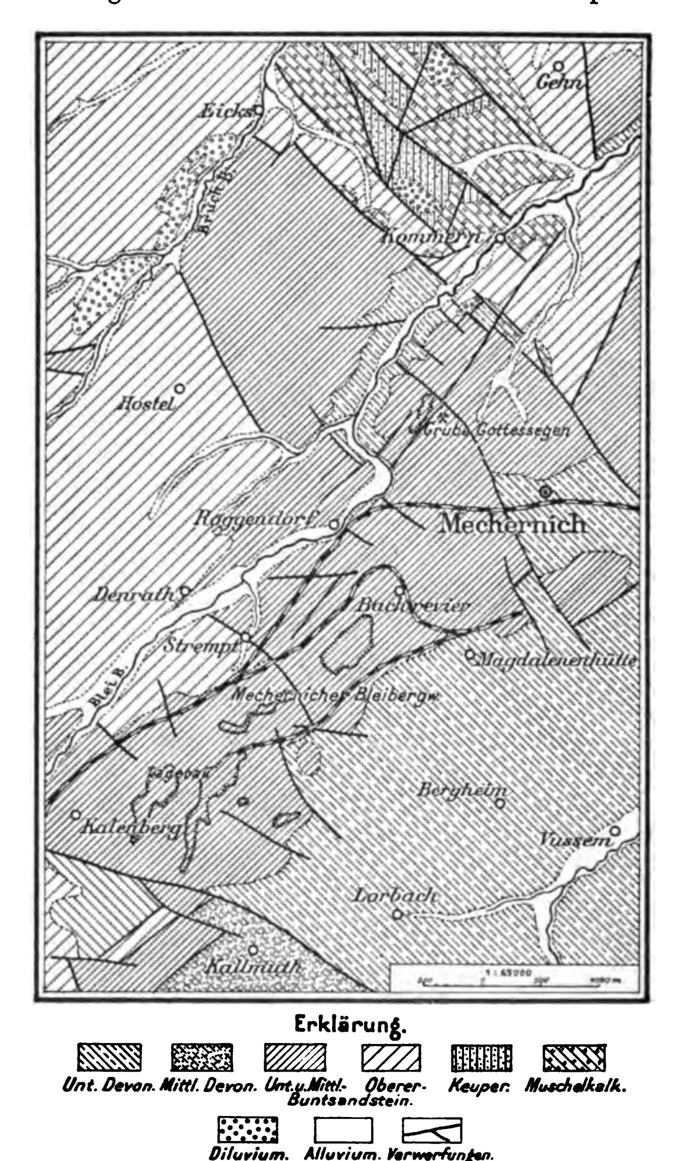


Fig. 161. Geologische Karte der Umgegend von Mechernich. (Nach der geol. Spezialkarte von Preußen.)

bestehen, während in der Mitte das flachwellige Terrain die sanften Formen der milden Beschaffenheit des Oberen Buntsandsteins verdankt. Am Nordostrande treten die jüngeren Triasschichten auf, und zwar nimmt hier der Obere Muschelkalk stets die höchsten Niveaus ein.

Der Buntsandstein, das technisch wichtigste Glied der Trias, ist durch die zahlreichen bergmännischen Arbeiten, namentlich in seiner unteren Abteilung, bekannt. Er nimmt in der dreieckigen Triasbucht die größte Ausdehnung ein und tritt auch außerhalb derselben in isolierten Schollen auf. Blanckenhorn gliedert ihn in eine obere und in eine untere Stufe. Während erstere dem Röt Mitteldeutschlands oder dem Voltziensandstein Westdeutschlands entspricht, ist die letztere, die Stufe des Hauptbuntsandsteins, dem westdeutschen Vogesensandstein oder dem Unteren und Mittleren Buntsandstein Mitteldeutschlands äquivalent.

Für die Erzführung kommt nur der Hauptbuntsandstein in Betracht. Er besteht aus einer Wechsellagerung von groben Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen. Die ersteren enthalten Gerölle bis zu 35 oder 40 cm Durchmesser, welche aus Quarzit, Grauwacken, Sandsteinen und weißem, undurchsichtigem, selten wasserhellem Quarz bestehen. Mitteldevonische Kalkgerölle sind seltener. Das Bindemittel ist sandig-tonig und mehr oder weniger eisenschüssig. In der Nähe der erzführenden Sandsteinschichten (Knottenflöze) sind die Konglomerate meist weiß, ihr Bindemittel besteht dann aus kristallinem blätterigen Bleiglanz, Weißbleierz und Kupferkarbonaten. Sie wurden besonders bei Call im Grubenfelde Caller Stollen, im Felde Meinertzhagener Bleiberg, auf Grube Virginia und am Griesberge (Konzession Gottessegen) ausgebeutet. Das Verhältnis zwischen Blei und Kupfer ist ein sehr wechselndes. Neben den Erzen kommen in Drusen Braunspat, Kalkspat, Schwefelkies und Schwerspat vor.

Mit den Konglomeraten wechsellagern grobkörnige Sandsteine, deren Körnchen oft durchsichtig sind, bisweilen Kristallflächen wahrnehmen lassen, meist aber Abrundungen zeigen. Ihr geringes Bindemittel ist häufig kieselig-tonig, oft eisenschüssig, mitunter etwas kalkig.

Die Sandsteine sind durch das Auftreten von Erzknotten ausgezeichnet. Man versteht darunter rundliche Konkretionen von 1—5 mm Durchmesser, welche aus Quarzkörnchen mit Bleiglanz, seltener Weißbleierz-, Kupferlasur- und Malachit-Bindemittel bestehen. Die tauben oder faulen Knotten führen statt des Bleierzes Eisen- oder Manganoxydhydrat. Interessant ist, daß die Bleiglanzknotten häufig eine eckige, auf Kristalle hindeutende Gestalt haben und daß man mitunter sogar würfelförmige Umrisse erkennen kann. Weißbleierz ist das sekundäre Umwandlungsprodukt am Ausgehenden. Die Kupfererze kommen zwar mitunter auch in bis erbsengroßen Knotten von unregelmäßiger Gestalt vor, meist bilden sie aber eine gleichmäßigere Imprägnation.

Das Verhältnis der Knotten zur Sandsteinmasse ist ein recht wechselndes. Während an einzelnen Stellen die Knotten dicht gedrängt auftreten, sind an anderen weite Zwischenräume ganz erzleer.

Blanckenhorn erwähnt auch kleinere und größere kugelige Konkretionen, welche sich durch größere Festigkeit von dem umgebenden Sandstein unterscheiden und ein Bindemittel von kristallinem Braunspat, seltener Kalkspat haben; es bewirkt ein Spiegeln der Bruchflächen nach den Spaltebenen des Bindemittels. Seltener trifft man größere Kugeln, welche Bleikarbonat als Bindemittel enthalten.

Im Gegensatz zu den weißen erzführenden Schichten erweisen sich die roten Sandsteine allgemein als taub. Ihr Bindemittel ist unregelmäßig verteilt, so daß eigenartige Verwitterungserscheinungen dadurch entstehen, daß Bänke festeren Materials sowohl parallel zur Schichtebene als auch in diskordanter Parallelstruktur mit bizarren Formen erhalten geblieben sind, während das lockere Material zwischen ihnen der Verwitterung zum Opfer fiel. Die Auflagerung des Buntsandsteins auf dem das Liegende bildenden Devon ist nur selten zu beobachten, meist besteht die liegendste Buntsandsteinbank aus einer Konglomeratschicht, mitunter hat man unter ihr eine schwache Lage von rotem Ton mit viel Bruchstücken rotgefärbter Devongesteine gefunden.

Eine einheitliche Schichtenfolge des Hauptbuntsandsteins läßt sich wegen des häufigen petrographischen Wechsels der einzelnen Lagen für das ganze Gebiet nicht aufstellen. Der Erzgehalt wechselt in derselben Schicht beständig; jede Konglomeratbank kann in Sandstein und jede Sandsteinbank in Konglomerat übergehen. Je nach den lokalen Verhält-

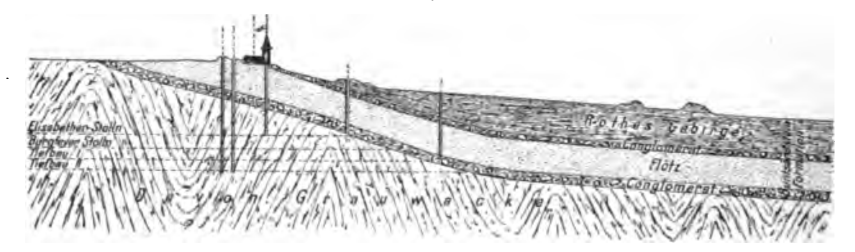


Fig. 162. Schematisches Profil durch die Buntsandsteinschichten mit den Knottenerzen von Commern und Mechernich.

nissen ist eine bedeutende Schichtenmächtigkeit an der einen Stelle ausschließlich als Sandstein, an einer zweiten dagegen als Konglomerat ausgebildet. Indessen kann man auf dem rechten Ufer des Bleibaches im südöstlichen Teile der Triasmulde am Bleiberge im Hauptbuntsandstein eine untere erzhaltige Partie mit den weißen Knottenflözen und eine obere erzleere von dunkler Färbung mit viel Eisengehalt unterscheiden. Beide werden durch eine 2—46 m starke erzleere Konglomeratbank getrennt.

Die genetischen Verhältnisse der Bleierzlagerstätten von Commern sind nicht einfach. Der Buntsandstein wird durch eine große Anzahl von Querverwerfungen in gegeneinander verschobene Schollen zerlegt (s. Bd. I, Fig. 161). Da einzelne dieser Klüfte die Knotten mitten durchschneiden und auswalzen, so ist der Beweis geliefert, daß ein Teil der Verwerfungen jedenfalls jünger ist als die Knottenbildung, oder wiederholte Bewegungen an den Spalten stattgefunden haben. Hieraus hat man den zu weit gehenden Schluß gezogen, daß die Knottenerzbildung nichts mit den Verwerfungen zu tun habe.

Es stehen sich im allgemeinen bezüglich der Erzbildung zwei Ansichten gegenüber, nämlich diejenige der syngenetischen und diejenige der epigenetischen Entstehung.

Der Buntsandstein am Nordrande der Eifel stellt zweifellos eine Strandbildung dar; das beweist der schnelle Uebergang der Sandsteinschichten in Konglomeratbänke und umgekehrt. Es wäre dann immerhin mit der Möglichkeit zu rechnen, daß auf dem Boden des Meeres bleihaltige Mineralquellen auftraten und die sich ablagernden Sande durchtränkten, ihr Bleigehalt kam in Form von Sulfid an besonders geeigneten Stellen um gewisse Zentren zur Auskristallisation. Gegen diese Vorstellung einer syngenetischen Entstehung sprechen jedoch der schnelle Wechsel in der Verteilung der Knottenerze und die Mineraldrusen in dem Wackendeckel.

Haber und Pošepny haben darauf hingewiesen, daß die Knotten zwar im allgemeinen parallel zur Schichtung liegen, aber auch häufig Zonen bilden, welche sich zu beiden Seiten steil einfallender Klüfte erstrecken. Die Knotten sind also dann gleichsam quer zur Schichtung angeordnet. In manchen Fällen läßt sich die Beziehung zwischen Knotten und wenig mächtigen Bleierzgängen derart nachweisen, daß sich Erzgänge in Knottenzonen auflösen.

Bemerkenswert ist weiter, daß tonige Konkretionen frei von Blei sind. Hierzu kommt noch, daß in nicht großer Entfernung von Commern echte

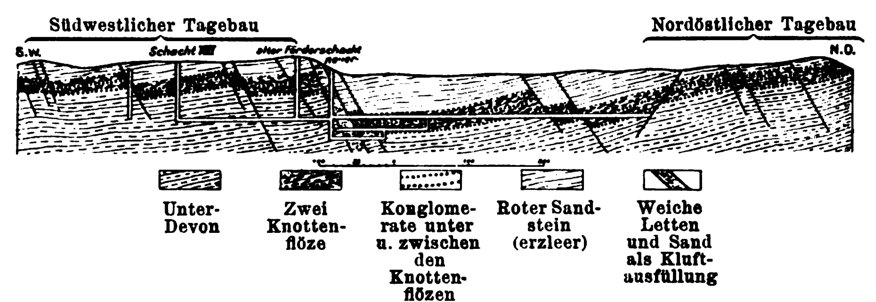


Fig. 163. Schematisches Profil durch die Tagebaue am Griesberg bei Commern (Cons. Gottessegen). (Nach Blanckenhorn.)

Bleierzgänge von beträchtlicher Mächtigkeit im Buntsandstein und Devon auftreten.

Die Grube Caller-Stollen baut z. B. nach den Untersuchungen von P. G. Krause und Krusch in der Hauptsache einen Bleierzgang ab, indessen sind gewisse Buntsandsteinschichten in der Nähe der Gangspalte in Knottenerzlager umgewandelt. Aus diesen Gründen ist es nach Ansicht der Autoren richtiger, die Lagerstätte von Commern als eine epigenetische aufzufassen.

Beyschlag hat seit langem die Lagerstätte als eine an Gangspalten geknüpfte Imprägnation erkannt. Während die Füllung der Spalten im Devon die Form echter Erzgänge hat, breiteten sich die Erzlösungen in dem darüberliegenden durchlässigen Buntsandstein seitlich von den Spalten aus und durchtränkten das Gestein. Dabei konzentrierte sich der Erzgehalt zu den Knotten.

Der Gehalt der Lagerstätte geht aus folgendem hervor:

Das anstehende Material enthält nach Hupertz in 22 m Mächtigkeit im Mittel $^1/_2$—3 Proz. Blei in Form von Bleiglanz. Das gewonnene

Roherz der reicheren Partien hat 2 Proz. Blei. In der Aufbereitung gewinnt man aus ihm 94 Teile als Knotten mit 15—24, 5 Teile als Schmelzerz mit 55—60 und 1 Teil als Halberz mit 10—14 Proz. Blei. Die Knotten werden später weiter aufbereitet.

Der Bleierzbergbau am Nordrande der Eifel wurde mutmaßlich noch vor dem Vordringen der Römer von den Kelten begonnen. Jedenfalls sind die römischen Wasserleitungen bereits über alte Bergwerkshalden geführt worden, und ausgewaschene Haldensande benutzte man dabei zur Mörtelbereitung. Damals dürfte man derben Bleiglanz gewonnen haben, welcher auf Klüften im Sandstein auftrat. Die Knottenerze des Buntsandsteins fanden erst in späterer Zeit Berücksichtigung. Am ältesten ist die Gewinnung der Wackendeckel, das sind die groben, durch Erz mehr oder weniger verkitteten Konglomeratlager, welche namentlich an der Westgrenze der Konzession in größerer Mächtigkeit den erzführenden Sandstein überlagern.

Der gegenwärtige Bergbau auf Knottenerze reicht bis zum Jahre 1629 zurück. Damals erhielten die Herren von Meinertzhagen in Köln von dem Herzog von Arenberg die Erlaubnis zum Bau und Betrieb eines Erbstollens und das ausschließliche Nutzungsrecht der Erze in den Revieren Peterheid, Bach, Schafsberg und Kohlhau. Bis Mitte des 19. Jahrhunderts wurde der Bergbau, abgesehen von der Wackendeckelgewinnung auf Knottenstein, nur unterirdisch und in kleinem Maßstab zur Förderung von Lasurerzen geführt. Der große Aufschwung erfolgte erst mit dem Beginn des Tagebaubetriebes im Jahre 1852. Während man zuerst diejenigen Schichten in Angriff nahm, welche fast zutage ausgingen, muß man seit ungefähr 1868 40—50 m Decke abräumen. Im Jahre 1870 wurde der neue Tagebau eingerichtet. Das Festerwerden der Gesteinsschichten und die Abnahme des Bleiglanzes nach der Tiefe machte den Betrieb von Jahr zu Jahr schwieriger. Gegenwärtig gehört die Lagerstätte dem Mechernicher Bergwerks-Aktien-Verein.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Lagerstätte ergibt sich aus folgender Tabelle, die uns die Verwaltung in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt hat:

Förderung an Roherz (Knottensandstein).

	Menge in Kubikmeter[1]) fester Masse	Bleigehalt Proz.
1905	241 127,56	1,475
1906	218 624,23	1,435
1907	216 805,35	1,459
1908	152 672,17	1,574
1909	127 099,48	1,851
1910	150 951,75	1,839
1911	142 461,36	1,864

[1]) 1 cbm feste Masse = ca. 2545 kg.

Gewinnung an aufbereitetem Erz.

	Menge t	Bleigehalt Proz.
1905	21 901	41,28
1906	20 220	39,40
1907	19 962	40,24
1908	13 636	44,83
1909	12 250	48,89
1910	12 965	50,89
1911	13 332	50,70

Bleierzvorkommen von Freihung (Bayern).

Literatur.

v. Gümbel, Geologie von Bayern. Bd. II: Geologische Beschreibung von Bayern. Kassel 1894. — W. Bruhns unter Mitwirkung von H. Bücking, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Neubearbeitung des v. Dechenschen Werkes. S. 503. Berlin 1906.

Bei Freihung liegt das Bleierzvorkommen des fränkischen Keupergebietes, in dem früher ein ausgedehnter Bergbau stattfand. Die an die Freihung-Kirchenthumbacher Verwerfung gebundene Lagerstätte zeigt folgendes Profil, dessen Schichten mit 14—16° nach Südwesten einfallen.

Vom Hangenden zum Liegenden:

rotbraune und hellrötliche Sandsteine	20 m
weiße, mittel- und grobkörnige Sandsteine mit Lettenschichten und einzelnen Bleierzstreifen	10 „
Haupterzflöz:	
weißer, mürber Sandstein, tonig mit 5—10 Proz. Weißbleierz und Bleiglanz	1,05—3 „
rotbraune Letten, Schiefer und dünnplattige Sandsteine und Bleierze	0,05—2 „
weißer, toniger, erzführender Sandstein	2 „
rotbrauner Lettenschiefer und erzführende Sandsteinschiefer	1,05 „
unteres, abbauwürdiges Flöz; weißer erzhaltiger Sandstein	3 „
rotbrauner und grünlicher Lettenschiefer	0,05 „
weißer, hellroter und blauroter Sandstein mit einzelnen Weißbleierzknollen und rotbraunen Lettenlagen	30 „

Die Mächtigkeit der erzführenden Schichten ist eine sehr wechselnde, häufig keilen sie ganz aus.

Das Erz ist vorwiegend Weißbleierz, es wird namentlich im Hauptflöz stellenweise durch Bleiglanz in unregelmäßigen Partien ersetzt.

Nach der Tiefe verarmen die Erze, so daß der früher blühende Bergbau im Jahre 1891 eingestellt werden mußte.

Genetisch ist wichtig, daß auch die Lagerstätten von Freihung in

enger örtlicher Beziehung zu einer großen Verwerfung stehen. Auch hier liegt die Annahme einer Imprägnationszone nahe.

Aehnliche, weniger bedeutende Bleierzlagerstätten kennt man be Pressath, besonders am Eichelberg, nördlich von Freihung.

Die Bleierzlagerstätte von St. Sébastien d'Aigrefeuille (Departement Gard in Frankreich).

Literatur.

Briefliche Mitteilungen von Dr. E. Naumann und Ingenieur Glockemeier an Krusch.

Das Bleierzvorkommen von Saint-Sébastien d'Aigrefeuille im Departement Gard liegt bei dem Dorfe Générarques. Die erzführende, aus

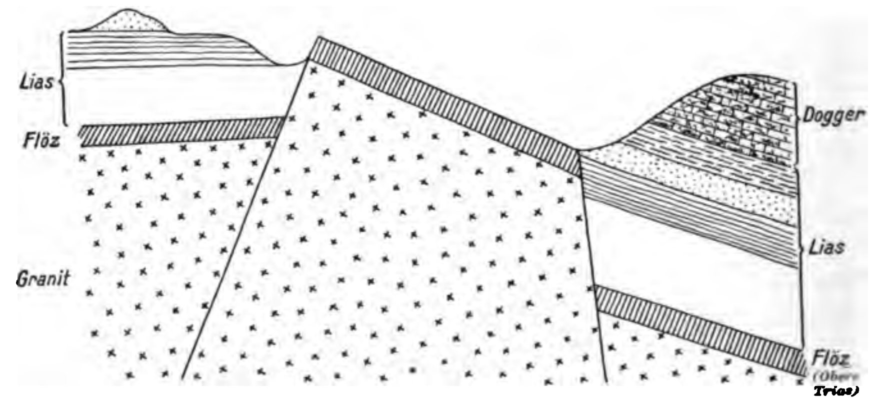


Fig. 164. Schematisches Profil durch das Bleierzvorkommen von St. Sébastien d'Aigrefeuille. Schnitt senkrecht zum Streichen des Flözes. (Nach Glockemeier.)

Konglomerat und Sandstein bestehende Schichtenfolge ist etwa 10 m mächtig und gehört der Oberen Trias an.

Wie sich aus Fig. 164 ergibt, liegt die Trias unmittelbar auf dem Granit und wird im vollständigen Profil von Lias und Dogger überlagert.

Die Schichten bilden einen Horst, auf welchem das Erzflöz zutage ansteht, während es zu seinen beiden Seiten mit den hangenden Lias- und Doggerschichten in die Tiefe gesunken ist.

Das Spezialprofil (Fig. 165) ergibt auf dem Horst unter einer Verwitterungsdecke von 0,5—1 m, eine aus Sandsteinen und Mergelschiefern bestehende Schicht von 1,5—3 m Stärke, welche bisweilen in konglomeratischen Sandstein übergeht. Sie liegt auf 1—2 m mächtigem konglomeratischen Sandstein, der mitunter erzführend ist. Diese Schicht kann bedeutend anschwellen, so daß sie die obere Sandsteinschicht mitvertritt.

Die Haupterzführung tritt in dem darunterliegenden oberen grobkörnigen Konglomerat auf, welches im allgemeinen 4—6 m mächtig ist und im ganzen zwischen 2 und 7 m schwankt. Sein Liegendes bildet das 5 bis 10 m mächtige untere Konglomerat, welches häufig sandig und tonig ist. Es wird unmittelbar von dem Granit unterlagert.

Das Erz besteht aus Bleiglanz und Schwefelkies und füllt in großen Partien des Konglomerates die Zwischenräume zwischen den Geröllen aus. Die abbauwürdigen Massen sind sehr unregelmäßig begrenzt, ihr Maximalgehalt an Blei beträgt 30, ihr Durchschnittsgehalt 6—10 Proz., während das ganze Flöz 2—4 Proz. haben dürfte.

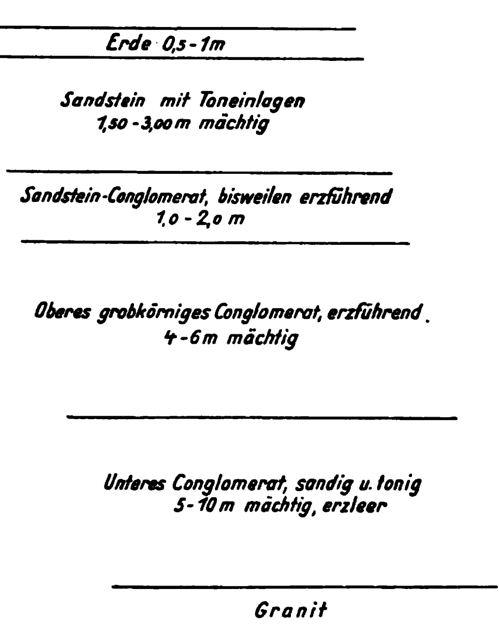


Fig. 165. Ein schematisches Querprofil der Lagerstätte von St. Sébastien d'Aigrefeuille. (Nach Glockemeier.)

Der Silbergehalt des Bleierzes ist sehr wechselnd, er erreicht im Durchschnitt 1800 g pro Tonne Reinblei. Zinkblende tritt sehr selten auf.

Die Kupfervorkommen von Boleo in Niederkalifornien.

Literatur.

F. Fuchs, Note sur les gisements de cuivre du Boléo. Ass. fr. pour l'av. des Sc., Bd. XIV, S. 410. Grenoble 1885. — M. Fuchs, Auszug in Fuchs und de Launay, Traité des gîtes minéraux et metallifères, Bd. II, S. 349. Paris 1893. — P. Krusch, Kupfererzlagerstätten in Niederkalifornien. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1899, S. 83[1]).

Die folgende Beschreibung ist im allgemeinen der Darstellung von Fuchs entnommen.

Das Gebiet von Niederkalifornien liegt an der Westseite des kali-

[1]) P. Krusch benutzt die Gelegenheit, um die in der obenerwähnten Arbeit entwickelten genetischen Ansichten zu berichtigen. Auch er hält heute Kupferindig und die übrigen das Erz auf den Gängen Niederkaliforniens begleitenden Mineralien nicht mehr für Thermalbildungen, sondern für Verwitterungserscheinungen: Kupferindig gehört zu den Zementationserzen, die oxydischen und karbonatischen Erze usw. dagegen zu den Oxydationserzen. Er dankt Herrn Lazarevic für die entsprechende briefliche Anregung.

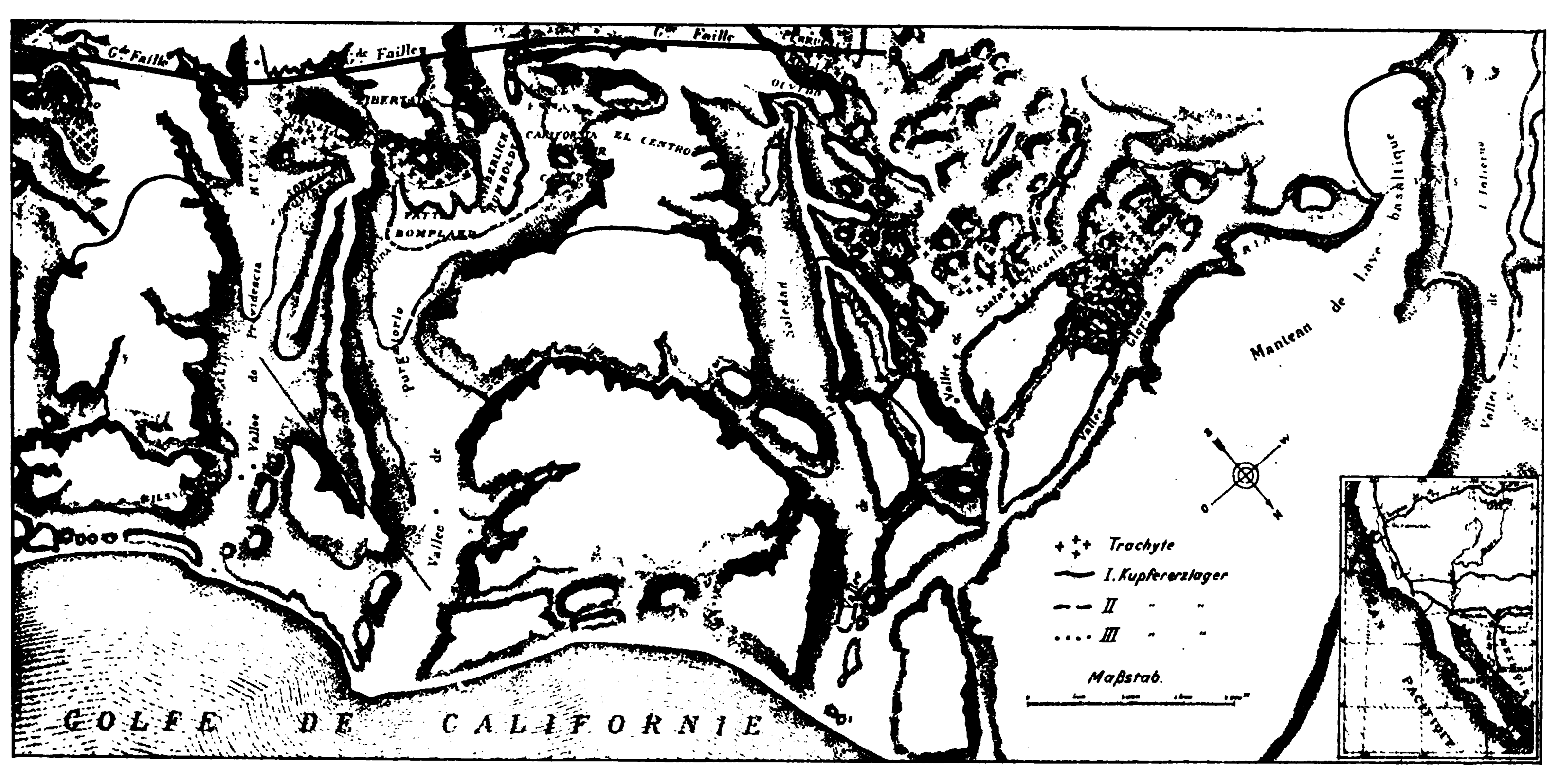


Fig. 106. Die Verbreitung der Kupfererzlager von Boleo. (Nach E. Fuchs.)

fornischen Golfes unter 27° 25′ n. Br. und 150° w. L., 120 km nordnordwestlich von dem kleinen Hafen von Muleje und vis-à-vis vom Hafen Guaymas. Das kupferführende Gebiet hat eine annähernd rechtwinklige Ausdehnung von 8 zu 5 km. Die Grenzen bildet im Nordosten das Meer und im Südwesten eine große Verwerfung, die fast parallel mit der Meeresküste verläuft (Fig. 166).

Das Plateau ist schwach (2—3°) zum Meere geneigt und von tiefen Taleinschnitten zerlegt. Es wird von Eruptivkegeln, wie dem Sombrepo Montado und Juanita, überragt. Infolge der Erosionstäler sind deutliche Profile der vielen wenig mächtigen Sedimentschichten in regelmäßiger Ueberlagerung vorhanden.

Fuchs gibt folgendes Profil:

Oben:	Meist gelber, mitunter etwas kalkiger Tuff	10—30 m
	Konglomerat mit Kalkzement, fossilführend	2—4 „
	Gelbe oder graulila Tuffe	15—20 „
Erstes Kupferlager	durchschnittlich	1 m
	Konglomerat	3—4 „
	Tonige Tuffe graulila, ausnahmsweise gelb oder rosa	40—50 „
Zweites Kupferlager		0,8—2,3 „
	Konglomerat mit hauptsächlich grauen Gesteinen	4—5 „
	Schiefrig tonige Tuffe, mitunter etwas kristallin	6—8 „
	Kompakter Tuff von charakteristischem Aussehen (alcahueta)	1 „
	Rosa Tuffe, manchmal graulila, an der Basis braun werdend	45 „
Drittes Kupferlager		0,6—3 „
	Konglomerat mit vorzugsweise Dacit- und Labradorit-Bruchstücken	3 „
Unten:	Mehr oder weniger kristalline Tuffe, braun oder grünlich, nur in der Nähe der Trachyte zu beobachten	50 „

Diese Sedimente werden von einer doppelten Reihe von Eruptivgesteinen durchbrochen, deren Kegel parallel zur Küste verlaufen. Die westliche Reihe schneidet die erzführenden Schichten ab. Es sind wenig saure Trachyte, die den Daciten nahestehen. Fuchs vermutet, daß die kristallinen grünen Tuffe, welche die Basis des ganzen Systems bilden, ein viertes Kupferlager umschließen. Das ganze System wird von einer mächtigen Basaltdecke überlagert. Die Tuffe hält Fuchs für unterirdische Schlammvulkanausbrüche. Die jüngsten Schichten führen mutmaßlich miozäne oder altpliozäne Versteinerungen; die kupferführenden Schichten sind also miozän.

Das Nebengestein der Kupferlager unterscheidet sich in keiner Weise von den übrigen Tuffen. Die Erze sind über dem Grundwasserspiegel oxydisch und werden von etwas Eisenmanganerz und Kieselsäure begleitet. Häufig treten schwarzes Kupferoxyd und Kupferoxydul mit — Atacamit ($CuCl_2 \cdot 3\,CuO \cdot 3\,H_2O$) als mineralogische Seltenheit — Kupferlasur, Malachit und untergeordnet Kieselkupfer auf.

Als Begleitmineralien erscheinen dem Crednerit (2 Mn_2O_3 3 CuO) ähnliche Manganverbindungen; indessen ist ein Teil Mangan durch Eisen vertreten. Das lilagraue, im trockenen Zustande ziemlich helle tuffige Nebengestein enthält 0,1—6 Proz. NaCl und wechselnde Mengen von Kalkkarbonat und Sulfat. Das Verhältnis des Erzes zur Lagerart schwankt sehr. Das Erz tritt in Konkretionen, Trümchen und oolithischen Kügelchen auf. Eine besondere Anreicherung ist immer an der Basis festzustellen, wo häufig ein kompaktes Erzlager von 15 bis 25 cm Mächtigkeit auftritt.

Abgesehen von diesen allgemeinen Eigenschaften hat jedes der Erzlager noch besondere Eigentümlichkeiten.

Das obere enthält viel Kupferoxyd, während Karbonate und Silikate nur ausnahmsweise vorkommen.

Das zweite Lager ist etwas kieselsäurereicher und führt Kupfersilikate. Der Kieselsäuregehalt hängt vielleicht mit der großen Verwerfung zusammen, auf welcher kieselsäurehaltige Geysirwässer emporgestiegen sein dürften. In diesem Lager kommen hauptsächlich die oolithischen Erze vor, die aus oxydischem und karbonatischem Kupfer von bis mehrere Zentimeter Durchmesser bestehen und als Boleos bezeichnet werden. Das Nebengestein ist hier so gut wie kupferfrei, die Konkretionen enthalten 35—40 Proz. Die Aufbereitung des Kupfererzes ist eine sehr einfache; das Konzentrat hat 25—30 Proz. Kupfer.

Das dritte Erzlager besteht aus gelben tonigen Massen, die anscheinend nur wenig mineralisiert sind und trotzdem 10—15 Proz. Kupfer enthalten; die dem Crednerit nahestehende Kupfermanganverbindung hat 32 bis 43 Proz. Kupfer. Schließlich kommen noch schwarze Oxyde mit nicht weniger als 60 Proz. Kupfer vor.

Von großer Wichtigkeit ist das Auftreten von Sulfiden, wie Kupferglanz Cu_2S mit 75—80 Proz. Metall, und Kupferindig (Covellin) CuS mit 60 Proz. Metall in größerer Tiefe.

Man kann also annehmen, daß die oxydischen Erze und Karbonate u. s. w. aus den Sulfiden entstanden sind.

Im Norden und Nordosten des Erzgebietes kommen mächtige Kalksulfatlager vor, und zwar bald grobkristallin, bald zuckerkörnig (Alabaster). An ihrer Basis findet sich ein Gemenge von Gips und Manganerz mit einem geringen Kupfergehalt und Eisenoxyd.

Die Bildung der Kupfererze ist auf Quellen zurückzuführen. Die Oxydationserze sind ursprünglich dem Einfluß des Meereswassers zu verdanken; später bewirkten die Tagewässer ihre Entstehung.

Die wirtschaftliche Bedeutung des Distriktes geht aus folgender Uebersicht hervor (siehe auch S. 381):

(Kupferbergwerksproduktion in metr. Tonnen)

Jahr	Produktion
1906	11 000 t Kupfer
1907	11 200 „ „
1908	12 600 „ „
1909	12 400 „ „
1910	13 000 „ „

Kupfererzknottenlager im Buntsandstein.

Literatur.

W. Bruhns unter Mitwirkung von H. Bücking: Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Neubearbeitung des gleichnamigen v. Dechenschen Werkes, S. 533 ff. Berlin 1906.

Malachit und Kupferlasur treten an einigen Stellen ähnlich wie das Bleierz in den Lagerstätten von Commern und Mechernich auf und sind dann gewöhnlich über ziemlich ausgedehnte Gebiete zerstreut.

In Lothringen kennt man sie im Oberen Buntsandstein von Sulzbach, Wasselnheim und Pfalzburg, wo sie in Form von Graupen, Knollen, Flecken und Kluftfüllungen vorkommen. Am Großen Zoll bei Falk in der Gegend von Hargarten (Kreis Bolchen) wurden die Erze früher gebaut. Andere Lagerstätten liegen am Hochwald bei Helleringen, zwischen Oberhornburg und Helleringen, unweit St. Avold (Kreis Forbach) und bei Herapel bei Kocher.

Van Werwecke macht darauf aufmerksam, daß sich am Großen Zoll bei Falk unter dem Hauptkonglomerat des Vogesensandsteins vier Kupferstollen befinden, daß also auch der Hauptbuntsandstein nicht frei von Kupfer ist. Hier sollen auch noch tiefere Stollen vorkommen, von denen der unterste etwa 20 m unter dem Hauptkonglomerat liegt.

Von etwas größerer Wichtigkeit ist die Lagerstätte bei Wallerfangen und St. Barbara im Kreise Saarlouis in der Rheinprovinz.

Hier liegen in der obersten Abteilung des Buntsandsteins, dem Voltziensandstein, am Limberge vier erzführende Lager, teils von Sandstein und teils von Letten.

Bei Santa Barbara haben bereits die Römer Bergbau betrieben, wie sich aus einer römischen Inschrift ergibt, und am Blauberg sind mehrere 25—48 m tiefe Schächte in einem Felde von 1,3 km Länge und 180 m Breite vorhanden. Die hier von 1500 bis 1538 geförderte Kupferlasur wurde als blaue Farbe verwendet und in bedeutender Menge nach Italien gehandelt.

Bei Berus und Felsberg, auf der rechten Seite der Saar bei Beckingen im Kreise Merzig und weiter nördlich in der südlichen Bucht des Buntsandsteins in den Kreisen Trier und Bitburg (Zewen, bei Ramstein, an der Kyll, bei Sülm, am Loskyller Tunnel und dicht bei Kyllburg) finden sich ähnliche Erze.

In der Buntsandsteinbucht, die sich am Rande des Rheinischen Schiefergebirges in den Kreisen Düren, Schleiden (Regierungsbezirk Aachen) und Euskirchen (Regierungsbezirk Köln) ausbreitet, treten zusammen mit den oben (S. 662) geschilderten Bleierzen am Griesberge bei Commern Kupfererze auf. Hier fanden sich nicht nur die blauen Lasurknotten, sondern auch größere Partien von Kupferglanz und Rotkupfererz.

Zwischen Bergheim und Bilstein kennt man zwei Lagen mit Kupfererzen, welche durch eine bleierzführende Schicht getrennt werden.

Eine größere Verbreitung hat das Vorkommen von Leversbach

und **Schlagstein**, wo die Kupfererze in Konglomeratlagen auftreten und mit Bleierzen eng verknüpft sind.

Bei **Berg** und **Floisdorf**, zwischen **Glehn** und **Eicks**, zwischen **Nöthen** und **Heistartburg**, bei **Kufferath** unter dem Eisensteinlager und zwischen **Leversbach** und **Uedingen** finden sich die Kupfererze in feinkörnigen Sandsteinen.

Da hier kupfererzführende Gänge in der Nähe sind (z. B. bei Uedingen solche mit Kupferkies und Kupferpecherz), liegt die Vermutung des genetischen Zusammenhanges zwischen den erzführenden Schichten und den Spaltenfüllungen nahe. Mutmaßlich stellen die Erzlager Imprägnationszonen dar.

Im Fürstentum Waldeck kennt man ganz ähnliche Kupfererzlager. Bei **Twiste** treten mehrere erzführende Schichten im Buntsandstein übereinander auf, sie sind hier an sieben verschiedenen Punkten nachgewiesen. Andere Fundpunkte sind Recklinghausen, Berndorf, Sachsenhausen, Schmillinghausen, Herbsen, Rhoden, Wrexen, Huxmühle, Eilhausen und Massenhausen.

Die Kupfererzvorkommen von Alderley Edge und Mottram-St. Andrews (südlich von Manchester in England).

Literatur.

J. A. **Phillips** und H. **Louis**, A Treatise on Ore Deposits, S. 266. London 1896. — **Edward Hull**, On the Copper bearing Rocks of Alderley Edge, Cheshire. Geol. Mag. 1864, S. 65. — E. **Hull** and A. H. **Green**, The Geology of the Country around Stockport, Macclesfield, Congleton, and Leek. Mem. Geol. Surv., S. 39. 1866.

Die Kupferlagerstätten von Alderley Edge und Mottram - St. Andrews liegen in Cheshire, ungefähr vier englische Meilen von Macclesfield. Die Erhebung („Edge") von Alderley zeigt einen sanften Anstieg von der Ostseite der Cheshire-Ebene, wird aber im Norden durch einen steilen Abbruch begrenzt. Sie verdankt ihre Entstehung einer langen ostwestlichen Verwerfung, an welcher die Red Marl in die Tiefe gesunken sind, während die weichen Sandsteine des Bunten, welche eine Kappe von Konglomeraten des Unteren Keupers tragen, die Höhe bilden. Die Schichten fallen von der Ebene nach Osten unter einem Winkel von 5 bis 10° ein.

Die allgemeine Form des Edge und die ihn zusammensetzenden Schichten ergeben sich aus Fig. 167 nach **Hull**, welcher zuerst das geologische Alter der kupferführenden Sandsteine feststellte.

Das geologische Profil ist folgendes:

„Red Marl": Rote und graue geschichtete Mergel.

„Waterstones" „Freestone" Kupferführender Sandstein Konglomerat mit Erz	Sandstein des Unteren Keupers = 500 Fuß	weiße und farbige Sandsteine, hartes, quarziges Konglomerat und Mergel.
„Upper red and mottled sandstone"	Buntsandstein	weicher, feinkörniger, gelber und roter Sandstein, oberstes Glied des Buntsandsteins.

Die erzführenden Schichten, b^1 und b^2 des Profils, liegen an der Basis des Keupers. In petrographischer Beziehung sind sie nicht ohne Interesse. Das Konglomerat ist fest verkittet und besteht hauptsächlich aus wohlgerundeten Quarzgeröllen, es gleicht in jeder Beziehung den Konglomeraten des Buntsandsteins.

Kupfer tritt als Malachit und Lasur bei Alderley Edge nur in geringer Menge auf, findet sich aber bei Mottram - St. Andrews ungefähr eine englische Meile nordöstlich von Alderley Edge (Fig. 167) in bedeutenderen Anreicherungen.

Die Position des Mottram - Konglomerates, welches scheinbar tief unter dem Konglomerat von Alderley Edge liegt, wird durch die oben skizzierte Verwerfung bedingt; diese bewirkt das Absinken der Schichten in nördlicher Richtung.

Die Kupferführung des Konglomerates wurde hier gelegentlich eines Steinbruchbetriebes entdeckt. Vor einigen Jahren begann regelmäßiger Bergbau, der aber nicht zu einem günstigen wirtschaftlichen Ergebnis führte.

Der Horizont der Haupterzführung von Alderley liegt über dem eben kurz skizzierten Konglomerat (b^2). Die Imprägnation mit Kupfer ist bei

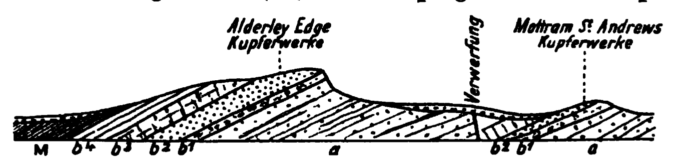


Fig. 167. Schematisches Profil durch Alderley Edge und Mottram St. Andrews. (Nach Hull.) Keuper: M = „Red Marl", b^4 = „Waterstones", b^3 = „Freestone", b^2 = kupferführender Sandstein, b^1 = Konglomerate. Buntsandstein: a = „Upper red and mottled sandstone".

einer Breite von einigen 40—50 Fuß auf drei Sandsteinlagen beschränkt. Zu beiden Seiten der Erzzone nimmt die Erzführung schnell ab. Die Farbe des Sandsteins ist sehr verschieden (grün, blau, rot oder braun). Neben Kupfererz kommen Schwerspat und kleine Mengen von Blei-, Mangan-, Eisen- und Kobalterz vor. Blei findet sich meist als Weißbleierz, indessen trifft man auch Bleiglanz, Pyromorphit und Vanadinit an.

Die Stärke der tiefsten der drei Erzschichten erreicht zwar mitunter 66 Fuß, schwankt aber beträchtlich. Ueber ihr liegt ein toniger, 1—6 Fuß mächtiger Sandstein, er bildet das Liegende der zweiten Erzschicht, welche 18 Fuß Stärke zeigt. Diese wird überlagert von ca. 12 Fuß mächtigen roten tonigen Sandsteinen, die das Liegende der 18 Fuß starken Erzlage Nr. 3 bilden.

Der durchschnittliche Kupfergehalt der bauwürdigen Partien des Sandsteins betrug 1,4 Proz. Das Erz enthielt Spuren von Silber.

Die Gruben von Alderley Edge wurden viele Jahre hindurch mit beträchtlichem Erfolge betrieben; 1877 hörte der Bergbau auf. Man machte früher auch einen Versuch, die Bleierze, welche in gewissen Lagen des Sandsteins auftreten, zu gewinnen; ein beträchtlicher Teil des Weißbleierzes geht aber bei der nassen Aufbereitung verloren, so daß man 45 Proz. Aufbereitungsverlust hatte.

Bei Alghero in Sardinien[1]), südsüdöstlich von Sassari, tritt eine 0,1—1 m mächtige Lage miozänen Sandsteins zwischen Konglomeraten im Liegenden und Kalk im Hangenden auf, welche ungefähr 1—2 Proz. Kupfer in Form von Karbonaten enthält.

Die Antimonerzlager.

Die Antimonerze gehören zu denjenigen Schwermetallverbindungen, die sich nur selten in größeren Konzentrationen finden. Deshalb sind auch die in den früheren Kapiteln über Antimonerzgänge und metasomatische Antimonerzlagerstätten aufgezählten Vorkommen nur wenig zahlreich.

Während man früher einer größeren Anzahl von Antimonerzvorkommen Lagernatur zuschrieb, ergaben neuere genetische Forschungen bei einigen dieser Vorkommen einwandfrei, daß die Erzkonzentrationen durch epigenetische Vorgänge entstanden.

So haben wir beispielsweise die recht bekannte Lagerstätte der Casparizeche bei Arnsberg unter den metasomatischen Vorkommen geschildert.

Auch die in diesem Abschnitt kurz skizzierten Lagerstätten sind höchstwahrscheinlich nicht syngenetischer Entstehung, wenn auch einige Forscher diese Ansicht verfechten.

Der gegenwärtige Stand unserer Kenntnis der Antimonerzlagerstätten läßt sich also dahin präzisieren, daß kein einziges Vorkommen als einwandfreies Erzlager syngenetischer Entstehung angesehen werden kann.

Die Form ist allerdings eine lagerähnliche, und zwar findet man sowohl dünne Lagen auf den Schichtflächen der Gesteine, als auch linsenförmige Massen, die gewöhnlich nur einige Meter, in seltenen Fällen aber auch eine bedeutendere Mächtigkeit erreichen (Vorkommen der Vereinigten Staaten).

Die Ausfüllung der Lagerstätten besteht bei geringer Mächtigkeit häufiger aus reinem Antimonerz, bei größerer nehmen andere Erze, Gesteinsmaterial, Letten und Lagerarten einen erheblichen Teil des Raumes ein. Das am häufigsten und in großer Menge vorkommende Erz ist Antimonglanz; aus ihm entstehen durch die Oxydationsvorgänge Antimonocker, Senarmontit und Valentinit. In wenigen Fällen, nämlich bei den Lagerstätten Algiers (Djebel-Hamimat und Sidi Rgheiss) sind die Anhäufungen der genannten oxydischen Erze bedeutender, so daß Coquand an ihre Entstehung als Sedimente dachte. Indessen läßt auch auf diesen Lagerstätten das Vorkommen von mehr oder weniger zersetztem Antimonglanz, der sich ab und zu in Kernen in der Masse findet, auf eine sekundäre Entstehung der beiden genannten Mineralien schließen.

Da bei den algerischen Lagerstätten Kalk und Mergel das Neben-

---

[1]) A. Stella, Rel. sulle ricerche min. nei giacim. cupr. di Alghero. Boll. R. Comm. geol. Italia 1908, S. 1—34.

gestein bilden, dürfte die größere Mächtigkeit der Vorkommen auf Oxydationsmetasomatose zurückzuführen sein. Bei der Zersetzung des Antimonglanzes wurde der Kalkstein des Nebengesteins zum Teil verdrängt.

Bei einigen Lagerstätten (Nuttlar, Brück a. d. Ahr) finden sich neben den konkordant eingeschalteten Erzkörpern Gangfüllungen mit vorzugsweise Antimonglanz, so daß die Vermutung naheliegt, daß auch die sogenannten Lager Höhlenfüllungen und eventuell metasomatische Verdrängungen des Gesteinsmaterials, also im großen und ganzen Lagergänge und metasomatische Lagerstätten, darstellen.

Das geologische Alter der Schichten, in denen die Antimonerzlager vorkommen, ist ein sehr verschiedenes. Besonders bevorzugt scheinen die Karbonschichten zu sein, denn sowohl bei Gilham in den Vereinigten Staaten, als auch bei Nuttlar treten die Antimonerze in Karbonschichten auf; hierzu kommt noch, daß die Erzkörper der Casparizeche bei Arnsberg (siehe S. 277) ebenfalls Karbon als Nebengestein haben.

Aelteren und zwar devonischen Schichten gehören die Erze von Brück a. d. Ahr an und jüngeres Alter hat das Nebengestein von Djebel-Hamimat und Sidi Rgheiss (Gault) bezw. vom Coyote Creek (Eozän).

In petrographischer Beziehung scheint das Antimonerz keine Gesteine zu bevorzugen; denn es tritt sowohl in Schiefern als in Sandsteinen und Kalken auf.

Die Größe der Lagerstätten ist gewöhnlich keine bedeutende, so daß die Weltproduktion an Antimonerz eine geringe ist. Die Erzpreise sind ziemlich erhebliche.

Die Antimonerzlager des Rheinischen Schiefergebirges.

Literatur.

Erbreich, Geognostische Beschreibung der Spießglanzlagerstätte u. s. w. bei dem Dorfe Brück. Karstens Archiv f. Min., VI, S. 44. 1827. — M. Wemmer, Die Erzlagerstätten der Eifel nebst Erzlagerstättentafel. Iserlohn 1909. — Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe, sowie der Fürstentümer Waldeck und Pyrmont. Herausgegeben vom Königl. Oberbergamt zu Bonn 1890. — W. Bruhns unter Mitwirkung von H. Bücking, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Neubearbeitung des gleichnamigen v. Dechenschen Werkes. Berlin 1906.

Das Antimonerzvorkommen der Grube „Paß auf!“ bei Nuttlar im Bergrevier Brilon liegt am südwestlichen Abhang des Wiemert bei Vöckinghausen. Die erzführenden Schichten gehören dem Kulm an, und zwar kennt man drei Lager, welche h 8 streichen und mit 80° nach Südwesten einfallen. Die Lagerausfüllung besteht aus Kieselschiefer und schwarzen Letten, in welchen nesterweise Antimonglanz vorkommt.

Die Revierbeschreibung (a. a. O.) rechnet die geologischen Schichten zum Flözleeren (Oberkarbon); indessen ergibt sich aus dem Auftreten des Kieselschiefers in der Lagermasse, daß es sich um Kulm handelt, da wir bisher keinen Kieselschiefer im Flözleeren kennen.

Die Genesis des Vorkommens ist nicht klar; wenn auch die Form mit

derjenigen der Lager übereinstimmt, ist immerhin eine sekundäre Zuführung des Antimonerzmaterials nicht ausgeschlossen.

Bei Brück a. d. Ahr im Kreis Adenau tritt im paläozoischen Grauwackenschiefer eine mächtige, 24—32 m breite und 160 m lange nordsüdliche erzführende Zone auf. Die Erze sind zum Teil konkordant den Schichten eingelagert; indessen beweisen die zahlreichen, wenige Zentimeter mächtigen, nordöstlich streichenden und mit 40—50° nach Süden einfallenden Gänge, daß es sich nicht um syngenetische, sondern um epigenetische Vorkommen handle. Die Erze — Antimonglanz, Schwefelkies — mit ihren Gangarten Quarz und Braunspat stellen zum Teil Ausfüllungen von Spalten dar, von denen aus das Material in die Schichtflächen und Absonderungsklüfte des Nebengesteins einwanderte.

Antimonerzlager der Vereinigten Staaten.

Literatur.

F. L. Heß, The Arkansas Antimony Deposits. In Bull. 340 der Survey, S. 241 bis 252. — G. B. Richardson, Antimony in Southern Utah, ebenda S. 253—256. Mineral Resources der Survey. — Charles L. Henning, Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika. Stuttgart 1911.

Es kommt nur Antimonglanz in Betracht. Er tritt bei Gilham in Sevier County (Arkansas) in dünnschichtigen Sandsteinen oder sandigen Mergeln des Unteren und Mittleren Karbons auf und bildet hier linsenförmige Massen von 1—7, manchmal bis 15 m Mächtigkeit. Der ganzen Natur nach handelt es sich um epigenetische Lagerstätten, und zwar um Spaltenfüllungen. Der Antimonglanz findet sich zusammen mit Jamesonit, Zinckenit, Bleiglanz, Fahlerz, Schwefelkies, Kupferkies, Spateisenstein, Kalkspat und Quarz.

Im Sandstein und Konglomerat des Eozäns kommt Antimonglanz am Coyote Creek in Garnfield County (Utah) vor. Auch dieses Vorkommen ist geringwertig.

Die Statistik der Vereinigten Staaten gibt in den letzten Jahren keine Förderung von Antimonerz an.

Die Antimonerzlagerstätte von Djebel-Hamimat und Sidi Rgheiss in Algier.

Literatur.

L. de Launay, Traité de Métallogénie, Gîtes minéraux et métallifères Bd. I, S. 772. Paris 1913. — Coquand, Sur les Mines d'antimoine oxydé des environs de Sidi-Rgheiss au sud-est de Constantine. Bull. de la Soc. géol. de France, 2°, Bd. 9 1852, S. 342.

Eigenartige Antimonerzvorkommen treten bei Djebel-Hamimat und Sidi Rgheiss auf. Diese 60 km südwestlich von Guelma bezw. 23 km N 30° W von Ain Beida auftretenden Lagerstätten zeichnen sich durch das Vorkommen von Senarmontit aus, der von Sénarmont entdeckt und von Coquand beschrieben worden ist.

Das Erz kommt bei Djebel-Hamimat in einer Wechsellagerung von

schwarzen Kalken mit schiefrigen bituminösen Mergeln vor, die nach Blayac dem Gault angehören.

Die Lagerstätte besteht aus Senarmontit mit wenig Antimonglanz, und aus antimonhaltigem Galmei mit etwas Bleiglanz und Zinnober.

Das Erz bildet unregelmäßige Massen, die ziemlich parallel den Schichten verlaufen, und zwar namentlich an der Berührungsstelle der Kalke und Mergel auftreten. Oft findet man von Erz eingehüllte Kalksteinstücke. Die Lagerstätte, deren Ausbeutung zu verschiedenen Zeiten in Angriff genommen und wieder aufgegeben wurde, zeigt das Antimonoxyd entweder derb oder kristallisiert oder fein verteilt auftretend. Mitunter finden sich Senarmontitkristalle von 3 cm Durchmesser; in den Imprägnationszonen treten Kristalle im Ton auf.

Abgesehen vom Oxyd kommt auch Schwefelantimon in kleineren Mengen vor; es ist zum größten Teil in Oxyd umgewandelt und der Senarmontit wird häufig durch sehr fein verteilten Antimonglanz schwarz gefärbt.

Coquand faßt die Lagerstätte als ein echtes Sediment von Senarmontit auf; de Launay bemerkt aber mit Recht, daß viele Eigenschaften für eine metasomatische Entstehung sprechen.

4 km westlich von Hamimat kommt bei Aïn-Bebbouch auf dem Ostabhange desselben Gebirges bei Senza eine andere oxydische Antimonerzlagerstätte vor, welche Valentinit führt. Auch hier scheint es sich um ein Umwandlungsprodukt von Antimonglanz zu handeln.

Gruppe der Zinnstein-, Gold- und Platinseifen.

Allgemeines.

In dem Kapitel über die Entstehung der Lagerstätten haben wir Bd. 1, S. 17 zwischen eluvialen, fluviatilen, marinen und glazialen Seifen unterschieden.

Wir finden z. B. Zinnsteinseifen eluvial gebildet am Mount Bischoff, fluviatil und marin in Malaia. Am häufigsten sind beim Zinnstein die fluviatilen Seifen, welche gewöhnlich mit den eluvialen derart verknüpft sind, daß die letzteren auf den Höhenrücken liegen, während die ersteren die Täler erfüllen.

Glazial entstandene Goldseifen kommen im Klondyke-Distrikt, fluviatile in fast allen Goldseifengebieten und marine im Cape Nome-Distrikt vor; eluviale sind selten.

Die Platinseifen des Urals, also der Hauptplatingegend, sind fast ausschließlich fluviatil, desgleichen diejenigen von Columbia. Ebenso wie bei Zinnstein ist ihre Verknüpfung mit eluvialen Seifen häufig.

Für alle Seifen, gleichviel welcher Metallführung, gilt folgendes: Da sie meist an die Flußläufe gebunden sind, die zugleich die wichtigen Zufahrtstraßen in Gebirgsgebieten darstellen, fand man die Seifen der Schwermetalle gewöhnlich früher als die primären Lagerstätten, und in

der Regel beginnt der Bergbau in den Seifengebieten und geht erst nach ihrer Erschöpfung auf die primären Lagerstätten über.

Alle Seifen entstanden bei der Zerstörung der Gebirge, also durch Erosion, Denudation und Abrasion. Bei diesen Vorgängen können nur diejenigen Mineralien, die sich gleichzeitig durch chemische Widerstandsfähigkeit und durch Härte oder Schwere auszeichnen, in dem Bett der Flüsse angereichert werden.

Leichter zerstörbare Materialien, wie namentlich die geschwefelten Erze, werden oxydiert und zersetzt; häufig wird ein erheblicher Teil von ihnen in Form von Lösungen weggeführt. Andere Mineralien, wie die Feldspate der Gesteine, werden durch die Atmosphärilien in Kaolin und Ton umgewandelt und zum größten Teil fortgeschlemmt. Der Glimmer wird chloritisiert und fein zerrieben, die übrigen Eisenmagnesiasilikate werden größtenteils zersetzt, zerrieben und fortgewaschen.

Der Quarz, ein Hauptbestandteil des am meisten verbreiteten Gesteins, nämlich des Granites, spielt dagegen auf den Seifen wegen seiner chemischen Widerstandsfähigkeit und Härte — trotz seines verhältnismäßig niedrigen Gewichtes — eine hervorragende Rolle. Neben ihm findet man häufig Granat, Turmalin, Zirkon und andere sogenannte Halbedelsteine oder Edelsteine und schließlich des hohen spezifischen Gewichtes wegen Magneteisenerz, Eisenglanz, Titaneisenerz, Rutil u. s. w. Hierzu gesellen sich gelegentlich auch Mineralien, wie Zinnstein, Gediegenes Gold, Gediegenes Platin und Zinnober. Gediegenes Silber oder Kupfer kommt dagegen nicht auf Seifen vor; beide sind in chemischer Beziehung nicht widerstandsfähig genug, um einen langen Aufbereitungsprozeß auszuhalten. Schließlich findet man als weitere Bestandteile der Seifen häufig tonigen Feldspat oder Glimmer- und Chloritschlamm, Toneisenocker u. s. w. — Bisweilen kommen auch besonders monazitreiche Seifen vor. Die Titaneisensande sind schon oben (S. 541) besprochen.

Bei sehr jungen Seifen ist die Aufbereitung mitunter eine recht unvollkommene; so bestehen beispielsweise diejenigen des Alaskabezirkes in der Hauptsache aus mehr oder weniger gerundetem Schiefermaterial, welches relativ wenig zersetzt ist. Es sind also hier nur die Anfänge der Zertrümmerung, Abrollung und Aufbereitung vorhanden.

Das Material wird den Flüssen u. s. w. zum großen Teil durch die Gehängerutschung zugeführt. Es gelangt also von den Seiten her in den Flußlauf und kann deshalb quer durch das Flußbett hindurchgeschoben werden, wenn die Kraft der Gehängerutschung größer ist als die durch die Flußgeschwindigkeit erzeugte. Diesen seltenen Fall hat Lungwitz (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 212) von den Goldlagerstätten des Anderson-Creeks beschrieben (s. Bd. 1, S. 8). Hier verläuft die Verbreitungszone des Goldes auffallenderweise quer zur Flußrichtung, während man bei den Seifen im allgemeinen die Längsrichtung gewohnt ist. Das Material derartiger Seifen unterscheidet sich von demjenigen normaler fluviatiler dadurch, daß es eckig ist, während die fluviatilen nur Gerölle enthalten.

Durch Kantenrundung zeichnen sich die glazialen Seifen aus.

Für die marinen ist charakteristisch, daß sie in dem Brandungs-

prozeß die intensivste Abrollung und Aufbereitung durch das Meereswasser, also eine verdünnte Salzlösung, erlitten haben.

In chemischer Beziehung leichter angreifbare Metalle, wie beispielsweise Gold (siehe S. 128), zeigen deshalb, abgesehen von der Abrollung, Aetzungserscheinungen.

Eine Seife besteht, außer aus Quarz, welcher meist den Hauptbestandteil bildet, aus Gesteinsbruchstücken der verschiedensten Größe und aus tonigen Bildungen. Ab und zu findet man auch die Sand- oder Geröllschichten nachträglich verkittet, so daß Sandstein- oder Konglomeratbänke entstehen.

Die Verteilung des nutzbaren Bestandteils in dem Schichtenprofil ist verschieden. Nur selten ist das ganze Profil bauwürdig, meist wurde vielmehr das Erz oder Edelmetall wegen des hohen spezifischen Gewichtes in der liegendsten Schicht angehäuft. Das Gold wird bisweilen sowohl mechanisch als auch chemisch in das liegende Nebengestein, welches im Flußlauf immer mehr oder weniger zerrissen ist, in Form feiner Trümchen geführt werden.

Besteht die nutzbare Seife aus lockerem Material, so ist sie dem Bergmann am willkommensten, denn verkittete und stark lehmige Schichten bereiten Schwierigkeiten bei der Verarbeitung.

In den meisten Fällen sind die Erzgehalte der Seifen wesentlich niedriger als diejenigen der primär anstehenden Lagerstätten. Bei lockeren Schichten können jedoch die Gewinnungskosten derartig gering sein, daß man unter günstigen Umständen Sande verarbeiten kann, die nur einen nutzbaren Gehalt im Werte des Bruchteils einer Mark pro Kubikmeter enthalten. Die hauptsächlichsten Voraussetzungen für die Bauwürdigkeit sind erstens das Vorhandensein großer Massen in solcher Lagerung, daß der Bagger oder andere einfache Arbeitsmaschinen anwendbar sind, und zweitens eine relativ gleichmäßige Verteilung des nutzbaren Metallgehalts.

Da in allen Fällen Wasser zur Ausbeutung gebraucht wird, sind im allgemeinen nur solche Seifen von praktischer Bedeutung, welche in der Nähe des Wassers liegen.

Zinnsteinseifen.

Allgemeines.

Zur Seifenbildung neigen vor allen Dingen die zinnsteinführenden Lagerstätten, weil Zinnstein zu den widerstandsfähigsten Erzen gehört, die es überhaupt gibt. Da er außerdem ein hohes spezifisches Gewicht hat, bleibt er bei den Verwitterungsprozessen der anstehenden Lagerstätten liegen — kann also eluviale Seifen bilden — und das in die Flußläufe transportierte Material wird verhältnismäßig schnell und vollkommen von den wesentlich leichteren Gesteinsgemengteilen getrennt. Die durch die Erosion als Hügel herausmodellierten, von Zinnsteingängen durchsetzten Granitpartien sind deshalb häufig von eluvialen Zinnseifen bedeckt, während in den Flußläufen die fluviatilen Seifen auftreten (Bd. I, Fig. 18). Wo die Flüsse das Zinnerzmaterial in das Meer transportieren, kommt es schließlich zur Bildung mariner Seifen.

Da die eluvialen Seifen vor allen Dingen in Gebieten mit geringen Niederschlägen auftreten, haben sie gewöhnlich den Nachteil des Wassermangels während eines großen Teiles des Jahres. Ist die Wassermenge so gering, daß eine Aufbereitung an Ort und Stelle sich als unmöglich erweist, so ist selbst eine reichere Zinnerzseife unbauwürdig, wenn nicht durch Zuleitung von Wasser Abhilfe geschaffen werden kann.

Eine besondere Rolle spielen einzelne Seifenlagerstätten Malayas, die große Schlotausfüllungen im Kalkstein darstellen. Sie dürften hier aus den im Kalk aufsetzenden Gängen dadurch entstanden sein, daß das Nebengestein durch die Wasserzirkulation auf dem Gange aufgelöst wurde. Hierbei bildeten sich Hohlräume neben dem Gang, in welche die Gangmasse zusammenbrach, um dann durch das Wasser mit Erzbruchstücken, Sand, Ton, Baumstämmen und Erzneubildungen ausgefüllt zu werden. Derartige Seifen stellen also Höhlenfüllungen mit Trümmerlagerstätten dar.

Bei den eluvialen und fluviatilen Zinnseifen findet man mitunter nachträglich verkittete Konglomerate, die derartig fest sein können, daß die Massen mit dem Steinbrecher zerkleinert werden müssen.

Die Zinnseifen enthalten neben Zinnstein diejenigen Materialien von hohem spezifischen Gewicht, welche mit dem Zinnerz zusammen auf den primären Lagerstätten vorkommen. Daher trifft man Wolframit und Turmalin häufig in großen Mengen.

Ueber die Zinnerzgehalte bemerken wir folgendes: Die Bauwürdigkeit der Zinnerzseife richtet sich einmal nach der physikalischen Beschaffenheit des Haufwerks und zweitens nach der vorhandenen Wassermenge. Im allgemeinen brauchen die bauwürdigen Zinnerzseifen unter sonst günstigen Umständen nur sehr geringe Gehalte zu haben, da das spezifische Gewicht des Zinnsteins ein hohes, für die Aufbereitung günstiges ist. Die Gehalte können um so geringere sein, je größer die Massen sind und je mehr Material verarbeitet werden kann.

Die Preise, welche für aus Seifen gewonnenen Zinnstein gezahlt werden, sind recht hohe, da der Zinnstein wegen seiner Reinheit gesucht ist und die Zinnpreise schon seit 13 Jahren steigende Tendenz zeigen.

Die Zinnseifen der Malakka-Halbinsel mit Bangka und Billiton.

Literatur.

Siehe Zusammenstellung Bd. 1, S. 432.

Die Seifenlagerstätten sind hier in vielen Fällen eluvial. Die zu ihnen gehörigen Schlotfüllungen wurden oben kurz geschildert. Die Seifen haben quartäres Alter; ihre bedeutende Mächtigkeit ist zum großen Teil der intensiven Denudation der Tropen zu verdanken.

Die größte Verbreitung haben die Zinnseifen an der Westküste in den Staaten Perak, Selangar und Sounjei-Ujong, im Inneren in den Staaten Jélebu und Negri Sembilan und an der Ostküste im Staate Pahang.

Indem wir auf unsere Ausführungen Bd. I, S. 438 ff. verweisen, beschränken wir uns hier auf folgendes: Bei den fluviatilen Seifen liegt zu oberst eine zinnarme oder unbauwürdige Schicht (Werburden) von Sand und

Ton, die auf Billiton 4—6 m und auf Bangka 8—12, zuweilen sogar 16 m erreicht. In ihrem Liegenden, und zwar häufig unmittelbar auf dem anstehenden Gestein, tritt die erzführende Lage (Kaksa) auf, welche in der Regel 0,1—0,25 m, gelegentlich aber sogar 1 m messen kann. Die Hauptmineralien sind Quarz, Turmalin, Muskovit, Hornblende, Topas, Sapphir, Wolframit, Scheelit, Magnetit und etwas Gold.

Die reichsten Seifenlagerstätten finden sich an den Stellen, wo die Täler aus dem Gebirge austreten; sie haben etwa bis 1 km Länge. In größerer Entfernung geht die Verarmung der Flußsande schnell vor sich. Die Seifen enthalten in der Nähe der primären Lagerstätten gewöhnlich größere, aber unregelmäßig gestaltete Erzfragmente, während in größerer Entfernung der Durchschnittsgehalt geringer, aber die Zusammensetzung der Seifen konstanter wird. Die Erzführung schwankt an den verschiedenen Punkten außerordentlich, ist aber selten so bedeutend, wie man sich früher vorstellte.

Der wirtschaftliche Wert der malayischen Seifen liegt in ihrer großen Ausdehnung.

Die Zinngehalte der wenig mächtigen Kaksa betragen bei Billiton und Bangka 2—4 Proz., auf Malakka, den Werburden einbegriffen, 0,1—0,15 Proz. Aus den Seifen wird Zinnstein von 68—73 Proz. Zinn mit leichter Mühe erwaschen und an Ort und Stelle verschmolzen.

Die Seifen von Malakka waren bereits im Altertum bekannt, sie lieferten Zinn für China und Indien. Auf Bangka begann die Produktion zu Anfang des 18. Jahrhunderts und in Billiton ungefähr 150 Jahre später.

Die Produktion Bangkas ist von 5000 t in den Jahren 1850 bis 1880 auf 10 000—12 000 t in den letzten Jahren gestiegen. Auf Billiton sank die Ausbeute dagegen, und zwar auf 4000—5000 t in der letzten Zeit.

An der Spitze der zinnproduzierenden Provinzen stand im Jahre 1911 Perak mit 437 339 Pikuls (à 60,5 kg); die Gesamtproduktion betrug dort 741 098 Pikuls.

Ueber die Produktion der früheren Jahre siehe Bd. 1, S. 439.

Zur Ergänzung diene folgende Tabelle:

Zinnproduktion der vereinigten malayischen Staaten in Pikuls à 60,5 kg.

	1909	1910	1911
Perak	461 665	421 335	437 339
Selanger . . .	266 007	240 192	231 175
Negri Sembilan ..	48 072	34 697	29 230
Pahang	43 144	40 674	43 954
Zusammen	818 888	736 898	741 698
Metr. Tonnen .	49 529	44 579	44 870

Andere Zinnseifen.

Der spanisch-portugiesische Zinnerzdistrikt der Provinzen Orense und Pontevedra stimmt in mehr als einer Beziehung mit

dem Cornwalldistrikt Englands überein. Die Gänge sind hier mit Seifen verknüpft. In Portugal reicht diese Zone bis zum Tagusflusse; der Hauptfundpunkt für Zinn war Miranda am Duro. Die Seifen wurden schon im Altertum und im Anfange des Mittelalters fast vollständig abgebaut.

In Cornwall spielten die Seifen bekanntlich im Altertum und in dem Mittelalter, ja noch zum Anfange des neunzehnten Jahrhunderts eine bedeutende Rolle (siehe Bd. I, S. 432); jetzt sind sie aber fast völlig erschöpft. So lieferten sie im Jahre 1911 nur 70 t Erz[1]).

Australasien: Queensland hat Seifenzinnvorkommen in den Distrikten Herberton, Cooktown und Stanthorpe. Im letztgenannten Gebiet gewannen drei Anlagen im Jahre 1911 Zinnerz im Werte von 9130 Pfund Sterling aus 279 300 cbyard.

Von der Zinnerzförderung von Neusüdwales stammten im Jahre 1911 1742 t oder 68 Proz. aus den Zinnseifen von Tingha und Emmaville. Für den Zinngehalt der Seifen möge als Anhalt dienen, daß 577 977 cbyard Material 147 long t Zinnerz im Werte von 17 565 Pfund Sterling lieferten, d. i. im Durchschnitt 0,57 lb Zinnstein im Werte von 7,29 d pro cbyard[2]).

In einem anderen Falle ergab 2 533 782 cbyard Seife 1418 lg t Zinnerz im Werte von 167 284 Pfund Sterling, d. i. im Durchschnitt 1,25 lb Zinnstein im Werte von 15,48 d pro cbyard.

Ueber die tasmanischen Seifen siehe den Abschnitt über den Mount Bischoff Bd. I, S. 440.

In Westaustralien sind das Pilbara-Goldfeld und der Distrikt von Greenbushes durch die Zinnseifen bekannt. Das Pilbara-Feld ergab bisher im ganzen 5000 t Zinnstein.

In Greenbushes (Bd. I, Fig. 18) treten zinnführende Gänge des sächsischen Typus in Graniten auf. Durch ihre Zerstörung entstanden eluviale und alluviale Seifen, welche wegen der hohen Arbeitslöhne und der geringen zur Verfügung stehenden Wassermengen mit recht wechselndem Erfolg zeitweise gebaut worden sind. Die Zinnerzlagerstätten von Greenbushes sind von besonderem Interesse durch das Auftreten von Tantal- und Niobverbindungen[3]).

Ein Tantalo-Niobat des Eisens und Mangans $(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2O_6$ kommt hier in Geröllen von 5—6 Zoll Durchmesser vor. Da sein spezifisches Gewicht gleich dem des Zinnsteins ist, wird das Erz durch dieses Mineral verunreinigt.

Ein nur auf Greenbushes beschränktes Mineral ist der Stibiotantalit, ein Antimon-Tantalo-Niobat $Sb(Ta, Nb)O_4$, welches in kleinen Geröllen von mattglänzender Oberfläche auftritt und eine gewisse Aehnlichkeit mit Scheelit hat. Auch der Stibiotantalit hat dasselbe spezifische Gewicht

---

[1]) The Mineral Industry, Bd. 19 u. Bd. 20.

[2]) Eng. and Min. Journ. vom 8. April 1911.

[3]) P. Krusch, Die Zinnerzlagerstätten von Greenbushes. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, S. 383. — E. S. Simpson, Notes from the Departmental Laboratory Geol. Surv. of Western Australia Bull., Nr. 6.

wie der Zinnstein, so daß seine Trennung in der nassen Aufbereitung unmöglich ist. Das Antimon geht bei der Verhüttung in das Zinn und verschlechtert dessen Qualität. Nach den Untersuchungen des Departmental Laboratory enthielt ein Verkaufszinnerz, welches rein erschien, nur 53,14 Proz. SnO_2 und nicht weniger als 15,13 Proz. Sb_2O_3, 19,85 Proz. Ta_2O_5 und 3,56 Proz. Nb_2O_5.

In Alaska gewinnt man Seifenzinnerz am Buck Creek, 14 engl. Meilen nördlich von York auf der Seward-Halbinsel. Die maschinelle Anlage ist ganz neu, arbeitete 1911 nur 34 Tage und lieferte 92 t Zinnstein mit durchschnittlich 64 Proz.[1]).

Südafrika ergab im Jahre 1911 4795 lg t, die fast ausschließlich nach England gingen. Da die Produktion im Jahre 1909 nur 2858 t betrug, ist die Steigerung eine erhebliche.

Im Swaziland ergaben die Zinnseifen im Jahre 1911 476 t im Werte von 42 250 Pfund Sterling. Die Ausfuhr wird von der amtlichen Statistik zu 1119 t angegeben, sie dürfte zum Teil aus anderen noch unbekannten Gebieten stammen.

In Jahre 1909 wurden Zinnseifen in Rhodesia am Uniabi-Flusse entdeckt. Die primären Lagerstätten bestehen hier aus einer Zinnsteinimprägnation in chloritischem Schiefer in der Nähe des Granitkontaktes. Bei Salisbury Enterprise fand man Zinnstein in Pegmatitgängen, die mehr oder weniger in Greisen umgewandelt sind. Noch weiter nördlich bei Abercorn tritt Zinnstein in Greisen und Pegmatit auf.

Die Bedingungen zur Bildung von Seifen sind in Rhodesia keine günstigen, vielleicht erweist sich der Aberconrdistrikt als bauwürdig.

In den letzten Jahren fand man im Viktoria-Distrikt im östlichen Teile von Rhodesia große Zinnsteinkristalle von bis ca. 15 kg Gewicht, welche von aussichtsreicheren Lagerstätten stammen dürften.

Im Kongostaate wird der Bussanga-Distrikt nördlich von dem Kupfergebiete (siehe S. 408) als zinnführend angegeben.

Größeres Aufsehen erregten in den letzten Jahren die Zinnseifen von Nigeria. Sie erstrecken sich über ein 9000 engl. Quadratmeilen großes Gebiet, welches sich von Ningo im äußersten Osten bis Duchin Wei, ungefähr 40 engl. Meilen östlich von Zaria im äußersten Westen und von Liruen-Kano im Norden bis Ninkada und Mada im Süden erstreckt.

Im Jahre 1910 wurden 11 800 t Zinnstein exportiert. Die Meinungen über die Bedeutung dieses Distriktes sind geteilt. Hier dürften weitere Untersuchungsarbeiten notwendig sein, ehe ein abschließendes Urteil möglich ist. Die Entwicklung des Zinnerzbergbaues wird namentlich durch Transportschwierigkeiten gehindert.

In Siam kennt man Zinnseifen auf der Insel Tonka, etwas südlich vom Isthmus von Kra, welche 1908 3713 metr. Tonnen Zinnstein ergaben, die 2302 t Schwarzzinn lieferten. Auch die benachbarte Provinz Monthon Chumpon, etwas weiter nördlich am Golf von Siam, ist reich an Zinn. Die Hauptdistrikte sind: Lang-Suan und Lampun. Man beabsichtigt, den erstgenannten durch eine Eisenbahn aufzuschließen.

[1]) Eng. and Min. Journ. vom 15. Juli und 23. Dezember 1911.

Die Zinnerzproduktion Chinas stammt fast ganz aus der Provinz Yunnan. Das Erz wird in Hongkong in mehreren Raffinerien verarbeitet. Fast 97 Proz. werden aus dem Hafen Mengtze ausgeführt. Der Export von chinesischem Zinn betrug 1910 ca. 6000 und 1911 ca. 5000 t. Diese Zahl umfaßt aber nur die Ausfuhr nach Großbritannien und Europa, also nicht den Verbrauch im Inlande und die Ausfuhr nach anderen Ländern.

Goldseifen.

Allgemeines.

Auf den Seifen findet sich das Gold hauptsächlich zusammen mit Quarzsand, Quarzgeröllen, Ton, Eisenocker, Eisenerz, Granat und anderen schweren Mineralien. Wo die Seifen durch Denudation von Gebirgen entstanden, die nicht nur Goldlagerstätten, sondern auch Platin, Monazit, Edelsteine u. s. w. führen, ist das Gold mit den genannten Mineralien vergesellschaftet; häufig werden Platin und Monazit bei der Untersuchung der Seifen übersehen. Wichtig ist, daß Quarzgerölle, die selbst Gold führten, nur selten auftreten; wo sie vorkommen, ist die primäre Lagerstätte in unmittelbarer Nähe.

Die Seifen enthalten als einziges Golderz Gediegen Gold, da die übrigen goldhaltigen Erze der Verwitterung zum Opfer gefallen sind. Besonders häufig ist die liegendste Schicht der Seifen am goldreichsten. Die Flußseifen führen gewöhnlich an den Stellen das meiste Gold, wo die Wassergeschwindigkeit aus irgendeinem Grunde verlangsamt wurde. Das ist z. B. der Fall in den Vertiefungen eines Flußbettes (pockets), an den Einmündungsstellen von Nebenflüssen, bei plötzlichen Aenderungen der Stromrichtung u. s. w., auch ist die Zerklüftung des anstehenden Gesteins der Erzführung günstig.

Ueber die Vorgänge, durch welche das Gold in den sekundären Trümmerlagerstätten angereichert wurde, gehen die Meinungen der Forscher auseinander. Einige betonen den ausschließlich mechanischen Vorgang, während andere einen chemischen Prozeß annehmen, derart, daß das Gold zuerst in Lösung überführt und später vielleicht durch die Reduktion von organischen Substanzen u. s. w. ausgefällt wurde. Ueber diese Frage ist eine umfangreiche Literatur entstanden.

Wir verweisen auf folgende Uebersichtsarbeiten:

Literatur.

A. G. Lock: Gold, its Occurrence and Extraction, S. 746—800. London 1882. — E. Cohen, Ueber die Entstehung des Seifengoldes. Mitt. d. naturw. Vereins f. Neuvorpommern und Rügen, XIX, 1887. — A. Liversidge, On the Origin of Gold Nuggets. Journ. Roy. Soc. N.-S.-Wales, XXVII, 1893. — C. Hintze, Handbuch der Mineralogie, S. 241—244. 1898.

F. A. Genth (Vereinigte Staaten, 1859) und A. R. C. Selwyn (1860, Victoria) waren wohl die ersten, welche die Meinung vertraten, daß das Seifengold durch Ausfällung aus Lösung entstanden ist, oder daß vorhandene Goldklumpen durch Niederschlag aus Lösungen weiterwachsen

könnten. Später ist diese Auffassung von P. Laur (Paris, 1863), C. S. Wilkinson (Neusüdwales, 1866), R. Daintree (Victoria, 1866), J. A. Phillips (England, 1868), J. Cosmo Newbery (Victoria, 1868), W. Skey (Neuseeland, 1870, 1872), E. Sueß (Wien 1877), T. Egleston (Vereinigte Staaten, 1880, 1881, 1887) und vielen anderen vertreten worden; anderseits ist der mechanische Vorgang namentlich von Brough Smyth (Victoria, 1869), Rod. J. Murchison (England, 1872), J. D. Whitney (Vereinigte Staaten, 1880), J. S. Newberry (Vereinigte Staaten, 1881), W. B. Devereux (Vereinigte Staaten, 1882), F. Pošepny (Oesterreich, 1887), E. Cohen (Deutschland, 1887) und A. Liversidge (Neusüdwales, 1893) näher erörtert und verteidigt worden.

Die Anhänger der „chemischen Theorie" behaupteten (siehe die Zusammenstellung bei E. Cohen, Liversidge und Hintze) namentlich:

1. auf den Goldgängen trifft man das Gold nicht in so großen Klumpen (Nuggets), wie in den Seifen;

2. die Gestalt des Seifengoldes überhaupt und die Art der Oberfläche sprechen gegen eine Entstehung durch mechanische Aufbereitung;

3. der Reichtum an Gold nimmt häufig mit der Tiefe der Ablagerungen zu, mit ihm zugleich der Gehalt an organischen Substanzen, welche die Reduktion der Goldlösungen bewirken;

4. das Seifengold ist silberärmer als das Ganggold;

5. wenn das Gold durch mechanische Zerstörung von Quarzgängen in die Seifen gelangt wäre, müßten in diesen die Quarzgerölle häufiger sein; es ist außerdem

6. betont worden, daß manche Seifen von größerem Reichtum sind als der Goldgehalt der Quarzgänge, aus denen sie entstanden, wahrscheinlich macht;

7. ausgebeutete Seifen gestatten zuweilen nach einiger Zeit ein erneutes Waschen. Hierbei darf man aber nicht nur an eine wiederholte rezente Ausfällung denken, sondern wahrscheinlicher ist, daß sich die Waschmethoden verbessert haben und daß ständig neues Material vom Fluß herbeigeführt wird.

Cohen hebt hervor, daß die obigen Behauptungen zum Teil nicht ganz stichhaltig sind und daß die Tatsachen sich ebenso gut durch mechanische Bildungsweise erklären lassen.

Für die mechanischen Prozesse sprechen nach Newberry folgende Momente:

1. Goldseifen und goldführende Quarzgänge sind in der Regel benachbart;

2. in der Nähe der Quarzgänge ist das Gold am gröbsten; es wird um so feiner, je weiter man sich von den primären Lagerstätten entfernt;

3. die Ansammlung des Goldes in Vertiefungen (pockets) erklärt sich am leichtesten bei mechanischem Absatz;

4. gegen die chemische Ausfällung der Hauptmasse des Goldes spricht das Auftreten in isolierten Blättchen und Körnern; eine Kristallisation

und eine Bildung von kleinen Goldgängen innerhalb der Seife wird in der Regel nicht beobachtet;

5. eine rauhe und unebene Oberfläche des Goldes ist selten;

6. Newberry hebt die starke Denudation goldführender Gebiete hervor;

7. Cohen betont außerdem, daß man auf den Seifen kein anderes für sekundäre Lagerstätten charakteristisches Mineral als Eisenoxyd findet, und

8. Liversidge bemerkt unter anderem, daß die Quarzgerölle der Seifen entschieden von den Quarzgängen herrühren; es wäre dann unnatürlich, die Herkunft des Goldes in anderer Weise zu erklären, als diejenige des Quarzes;

9. an mehreren Stellen gibt es auf den Gängen und zwar besonders innerhalb der Zementationszone ebenso große Goldanhäufungen als in den Seifen;

10. auch das Seifengold hat immer etwas Silber, so enthält beispielsweise das kalifornische, nach B. E. Browne, 89 Proz. Silber?, während das Ganggold 82 Proz. hat. Außerdem machte man in Kalifornien und in Australien die Beobachtung, daß die feinen Goldblättchen auf den Seifen silberärmer sind, als die großen Nuggets; das deutet auf ein Auslaugen des Silbergehaltes hin.

Zieht man alle Beobachtungen über das Auftreten des Goldes in Seifen in Betracht, so kommt man zu dem Resultat, daß die Erklärung der mechanischen Entstehung im allgemeinen das Richtige trifft. Es darf aber dabei nicht vergessen werden, daß eine geringe Menge des Goldes, und zwar namentlich der reichen Seifen, mitunter zuerst in Lösung übergeführt und später chemisch ausgefällt worden ist. Das wichtigste in Betracht kommende Goldlösungsmittel ist hier Eisenoxydsulfat haltiges Wasser.

Als Reduktionsmittel konnten namentlich Kies, Eisenoxydulmineralien, Eisenoxydulsulfat und organische Substanzen nachgewiesen werden. Beispiele chemisch ausgefällten Goldes aus Goldseifen, die reich an mechanischem Gold sind, waren auf der Pariser Weltausstellung 1900 von Westaustralien ausgestellt. Sie zeigen (nach Notizen von Vogt):

1. Gold auf feinen Sprüngen im Eisenocker der Seifen,
2. Gold als Anflug auf den Quarzgeröllen,
3. Gold auf feinen Klüften im eingetrockneten Ton,
4. Gold auf Baumwurzeln aus den Seifen,
5. kleine Kristalle von Gold auf sekundär gebildetem Kobalt-Manganerz,
6. Gold in Stalaktiten, die aus Seifenocker und Kalkspat bestanden.

Auch Liversidge hat ähnliche Vorkommen beschrieben.

Bemerkenswert ist weiter, daß der in den kalifornischen deep gravels auftretende Schwefelkies, welcher als Neubildung die Quarzgerölle verkittet, goldhaltig ist.

Dem geologischen Alter nach sind die Seifen in der Regel alluvial und diluvial, seltener tertiär. Beispiele der letzteren kennt man im Westen der Vereinigten Staaten und in Australien, wo sie teilweise unter vulkanischen Decken liegen.

Auch bei den Denudationsprozessen der vor tertiären Perioden bildeten sich selbstverständlich viele goldführende Flußseifen, die aber nur in besonders günstigen Fällen erhalten blieben[1]).

Ehe sich bei einer Senkung des Gebietes der Flußablagerungen unter den Meeresspiegel neue Schichten absetzen konnten, wurden die alten Seifen in der Regel durch die Meereswogen zerstört. Bei der weiteren Verarbeitung der Flußseifen durch das Meereswasser, wobei nicht nur eine Senkung des Gebietes, sondern vor allen Dingen der Transport der Flüsse in das Meer eine Rolle spielt, entstehen die marinen Seifen. Man kennt sie an der jetzigen Westküste Amerikas von Kalifornien bis Alaska (Cape Nome), in Neuseeland u. s. w. In Bezug auf die Form der Gerölle u. s. w. weichen die marinen Seifen etwas von den Flußseifen ab.

Weitaus die Mehrzahl der quartären und tertiären Goldseifen wird von Flußseifen gebildet (sogenannte echte Seifen); untergeordneter sind die marinen Seifen.

Die meisten und fast alle wirtschaftlich wichtigen Goldseifen sind aus den alten Goldquarzgängen entstanden; bei den jungen Gold-Silbergängen ist die Denudation in der Regel viel geringer gewesen. Da die alten Goldgänge eine große Verbreitung haben, finden sich geringe Goldmengen in den meisten größeren Flüssen, so z. B. im Rhein, in der Donau, der Garonne u. s. w., aber selten in nennenswerter Menge. Die größten Seifen liegen in Kalifornien, Alaska, Australien, Sibirien und Kolumbien.

Das Gold der Seifen kann leicht durch Auswaschen gewonnen werden (hydraulic mining); unter günstigen Umständen wendet man Bagger an. Das Goldwaschen ist ebenso alt wie die Geschichte.

Die quartären oder rezenten, unmittelbar an der Oberfläche liegenden Seifen sind in der Regel nicht sehr ausgedehnt und werden deshalb verhältnismäßig schnell ausgebeutet. So wurden die Schotter der spanischen, ihres Goldreichtums wegen berühmten Flüsse Duero und Tajo zur Zeit der Phönizier und Römer schon im Altertum ausgewaschen, und dasselbe gilt von den übrigen süd- und mitteleuropäischen Strömen. Sogar die reichen shallow placers der kalifornischen Flüsse waren im Laufe von nur 12 bis 15 Jahren (von 1848 bis 1860) fast vollkommen erschöpft.

Auch in Australien halten die quartären Seifen wenig aus. Reicher und ergiebiger sind die tertiären, oft durch vulkanische Ueberdeckung geschützten im Westen der Vereinigten Staaten und in Australien.

Die Goldmenge der Seifen ist recht schwankend. Das Edelmetall findet sich sowohl staubfein als auch in Körnern von Stecknadelkopfgröße und schließlich in großen Nuggets, welche gelegentlich ein Gewicht von mehr als 50 kg erreichen. Schmeißer erwähnt aus Australien fünf Nuggets von mehr als 40 kg.

Während die deutschen Flüsse, wie der Rhein, nur eine sehr geringe Goldmenge haben, erwiesen sich viele Flüsse von Kalifornien, Alaska,

[1]) G. F. Becker, The Witwatersrand Banket, with Notes on other goldbearing Pudding Stones. U. S. G. S. 18. Ann. Rep., V, 1896/97 (mit ausführlicher Zusammenstellung der älteren Literatur). — L. de Launay, L'or dans le monde. Paris 1907.

Sibirien, Australien u. s. w. als recht goldreich. Bei den australischen wird im Jahresdurchschnitt $^1/_2$—4 g Goldgehalt pro Tonne angegeben und örtlich fand man sogar 15 g und mehr.

Einzelne Beispiele.

Die Goldseifen der Vereinigten Staaten, besonders von Kalifornien.

Literatur.

Zahlreiche Abhandlungen in den nordamerikanischen Zeitschriften, darunter namentlich von:

J. D. Whitney, The Auriferous Gravels of the Sierra Nevada of California. Memoirs of the Museum Comp. Zool. VI, 1880. — W. Lindgren, The Neocene Rivers of California, Bull. Geol. Soc. Amer., IV, 1893. — W. Lindgren and F. H. Knowlton, Age of the Auriferous Gravels of the Sierra Nevada. Journ. of Geol. IV, 1896. Ferner G. F. Becker, A. J. Bowie, R. E. Browne, A. C. Lawson, J. S. Diller, H. G. Hauks, J. Le Conte, B. Silliman, H. W. Turner, J. A. Phillips und viele andere, siehe J. F. Kemps, Ore Deposits of U. S. und andere Uebersichtsarbeiten. — Charles L. Henning, Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten mit Einschluß von Alaska usw. Stuttgart 1911, Ferdinand Enke.

Die Goldseifen Kaliforniens.

Im Westen der Vereinigten Staaten, am Westabhange der Sierra Nevada, unterscheidet man die quartären goldführenden Geröllablagerungen im Niveau der heutigen Flüsse (flat placers oder surface placers und shallow diggings) von den geologisch etwas älteren, die tertiäres Alter haben dürften (deep placers, auriferous gravels, deep diggings). Die letzteren sind häufig in Kalifornien und in Australien von Basaltströmen oder Tuffen bedeckt. Das Material der tertiären Seifen stammt von den kalifornischen Goldquarzgängen, und zwar zum großen Teil von dem Mother lode (siehe S. 22). Lindgren (1896) gibt folgende Reihenfolge eines typischen Profils aus Kalifornien (siehe Fig. 168):

Vulkanische und intervulkanische Ablagerungen	Am jüngsten (6.) sind die Andesittuffe, die von mächtigen Flüssen abgesetzt wurden. 5. Schotter (Gravels) einer intervulkanischen Erosionsperiode.
Vulkanische und intervulkanische Ablagerungen	4. Schotter (Gravels) einer rhyolithischen Periode; Pliozän oder Obermiozän. 3. Rhyolithtuffe von einer maximalen Mächtigkeit von etwa 60 m; in höheren Gebieten der Sierra Nevada, wo die Ausbrüche stattfanden, sind diese Schichten mächtiger. Miozän.
Prävulkanische Ablagerungen	2. Terrassenschotter (bench gravels) bis 90 m mächtig, die deep gravels bedeckend und sich oft in einer Breite von $1^1/_2$—3 km zu beiden Seiten derselben erstreckend; sie sind häufig mit etwas feineren Detritus als die deep gravels vermischt und enthalten miozäne Pflanzen. Am ältesten: 1. Grundschotter (deep gravels), die im allgemeinen hart und kompakt sind und große Quarzgerölle enthalten; sie füllen die tiefsten Einsenkungen der alten Talmulden aus und sind bis 60 m — im allgemeinen 30—45 m — mächtig. Sie führen keine fossilen Pflanzen und sind älter als 2., vielleicht gehören sie dem Eozän oder Untermiozän an.

In größerer Tiefe ist das goldführende Trümmergestein oft durch neugebildeten Schwefelkies verkittet (blue conglomerate); oben ist es durch Verwitterung des Kieses braun gefärbt.

Die große vulkanische Denudationsperiode, welche die kalifornischen Grundschotter lieferte, fiel nach Whitney und Lawson hauptsächlich in das Pliozän. Nach den neueren Untersuchungen von Lindgren und Knowlton sollen die Bildungen dagegen eozänes oder miozänes Alter haben. Die alten Flußläufe dieser Denudationsperiode sind von Lindgren in großer Ausdehnung kartiert worden. Das Gold hat also in verschiedenen geologischen Perioden Umlagerungen erfahren.

Die an der Oberfläche liegenden Seifen, „shallow diggings“, die 1848 entdeckt wurden, waren bereits 1860 zum größten Teil ausgewaschen; man nahm hierauf die Grundschotter in Angriff und beutete sie mittels des hydraulischen Verfahrens aus. Seit 1885 hat Kalifornien alljährlich für 12—19 Millionen Dollar Gold produziert. Die erhöhte Ausbeute der letzten

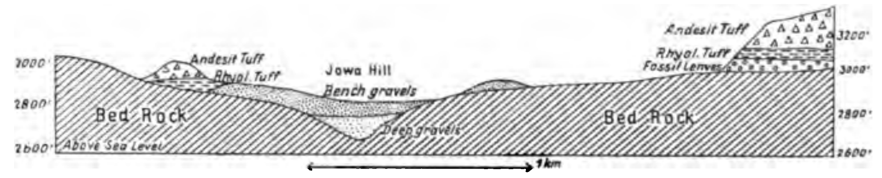


Fig. 168. Profil der kalifornischen Goldseifen, das Verhältnis der Grundschotter (deep gravels) zu den Terrassenschottern (bench gravels) zeigend. (Nach Lindgren.)

Jahre ist hauptsächlich auf die Einführung des Baggersystems zurückzuführen, welches den hydraulischen Abbau ablöste; er wurde durch Gesetz im Jahre 1887 wegen des schädigenden Einflusses auf die Landwirtschaft verboten. Die Baggerung hat in den letzten Jahren derartig zugenommen, daß im Jahre 1907 durch diesen Betrieb allein für 5 Mill. Dollar Gold gewonnen wurde.

Alles in allem produzierte Kalifornien bis 1900 aus Seifen und Goldquarzgängen ca. 1380 Mill. Dollars Gold (siehe S. 50).

Andere Goldseifen liegen in den Staaten Oregon, Washington, Wyoming, Idaho, Montana und Colorado. In Oregon zieht sich längs der Küste ein Saum goldführender Sande, die oft einen hohen Metallgehalt haben, hin.

Die Goldseifen des Sumpter- und Granitdistriktes[1]).

1863 wurden in dem Gebiete des Powder-, North Powder- und John Day River-Distriktes im östlichen Oregon Goldseifen abgebaut. Ueber die Geologie derselben ist aber erst im Jahre 1909 Genaueres bekannt

[1]) J. T. Pardree, Placer Gravels of the Sumpter und Granite Districts. U. S. G. Bull. 430 A., S. 51—57. — W. Lindgren, The Gold Belt of the blue Mountains of Oregon. 22. Ann. Rep. der Survey, Part II, S. 635. — Charles L. Henning, Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten mit Einschluß von Alaska usw. Stuttgart 1911, Ferdinand Enke.

geworden. Die meisten Seifen sind völlig erschöpft, nur noch an wenigen Stellen wird Gold gewonnen. Nach Lindgrens Vorgang unterscheidet man:

1. Pleistozäne Kiese. Sie bilden die heutigen Lagerstätten und waren die ersten, die man abbaute; heute gelten sie als erschöpft.

2. Intervulkanische Kiese. Die vulkanischen Ausbrüche überfluteten die tieferen Täler mit Lava und dämmten die oberen Täler des Burnt River, Powder River und John Day River infolgedessen ein, so daß sich Anhäufungen von Sand und Geröllen hier bilden mußten.

Diese Verhältnisse begünstigten die Ablagerungen des Goldes. Die Goldseifen bildeten sich an den Stellen, wo Ströme aus goldhaltigen Gebieten in die Becken einmündeten.

3. Prävulkanische Kiese. Eozän oder jüngeres Miozän.

Derartige Seifenlagerstätten konnten sich nur erhalten, wenn sie von vulkanischer Lava bedeckt waren. Da die Lavaströme hauptsächlich den unteren Teil des Gebirges überfluteten und seit dieser Zeit keine intensivere Erosionsperiode stattgefunden hat, liegen die Seifen meist tiefer als die gegenwärtigen Flußläufe; ihre Aufsuchung ist deshalb schwierig. Nur in Winterville und Parkerville an den Quellflüssen des Burnt River sind derartige Lagerstätten abgebaut worden.

Die Seifenlager des Sumpter- und Granit-Distriktes gehören den beiden Gruppen 1. und 2. (siehe oben) an; ihre Entstehung dürfte zu dem Vordringen der Gletscher und der dadurch bedingten Geröllansammlung in den höher und tiefer gelegenen Tälern in unmittelbarer Beziehung stehen.

Die übrigen oben erwähnten Goldseifenlagerstätten der Vereinigten Staaten sind von noch geringerer Bedeutung. Hervorzuheben ist, daß auch die Tellurgoldgänge, die sich im allgemeinen wenig zur Seifenbildung eignen, wie beispielsweise die Vorkommen von Cripple Creek, gelegentlich zur Entstehung von Seifen Veranlassung gegeben haben.

Die Goldseifen Alaskas oder des Yukon-Gebietes.

Literatur.

J. F. Kemp, The Ore Deposits of the United States and Canada. New York 1900.

Zu den jüngsten Seifen gehören diejenigen des Yukon-Gebietes. Soweit man sie bis jetzt kennt, liegen die reichsten im kanadischen Territorium, die älteren Anlagen wurden aber auf der amerikanischen Seite errichtet.

Das Gold kommt in zwei verschiedenen Arten von Seifen vor. Es tritt erstens auf dem anstehenden Gestein (bed rock) neben den kleineren Wasserläufen und ihren Nebenflüssen, welche dort als pups bezeichnet werden, auf. Die goldhaltige Schicht wird von einer nichthaltigen, sehr fest gefrorenen Kieslage von wechselnder Mächtigkeit überlagert, die häufig von Torf bedeckt ist. Man gewinnt die goldhaltige Schicht, indem man im Winter mit Hilfe von Feuer und erhitzten Steinen einen Schacht auftaut und den goldhaltigen Kies aufhäuft, bis der Sommer das Waschen gestattet. Abgesehen von diesem gefrorenen Zustand weichen diese Seifen durch nichts von den normalen ab.

Die zweite Art der goldhaltigen Kiese sind die Terrassenschotter (bench gravels), (siehe S. 688), welche an den Seiten der Täler über dem jetzigen Flußspiegel vorkommen. Sie werden von Tyrrell als Moränen kleiner Gletscher aufgefaßt, welche nur wenig an den Seiten der Hügel vorstießen. Das Edelmetall der Seifen dürfte aus den Quarzgängen des Birch Creek, dem Forty-Mile-Gebiet und der Rampart Series stammen.

Südlich von den Quellflüssen des Yukon liegt der Cassiar-Distrikt, zu dem man von der Küste über Wrangell und den Stickeen River gelangt. Die wichtigsten Goldentdeckungen wurden hier im Dease-Lake-Gebiet gemacht, wo sich das Edelmetall in Seifen findet, die in späterer Zeit von einer bedeutenden Decke jüngerer Trümmergesteine überlagert wurden. Eine Straße nach dem Klondyke-Distrikt durchschneidet jene Gegend[1]).

Andere kanadische Goldseifen sind vom Chaudière-Fluß im östlichen Quebec bekannt.

Besonderes Interesse verdienen die Goldseifen des Cape-Nome-Distriktes[2]). Das Gebiet liegt im Territorium Alaska bei 64,4° n. Br. und 165,1° w. L. am Norton Sund an der nördlichen Küste des Beringsmeeres. Es erstreckt sich vom Vorgebirge Nome in nördlicher Richtung bis ungefähr Sledge Island, das sind 25 engl. Meilen. Das Land bildet hier eine flach ansteigende Ebene, welche durch eine niedrige Bergkette abgeschlossen ist.

Der Snake- und der Nome-Fluß mit ihren vielen Nebenflüssen durchschneiden in zahlreichen Windungen das Land. In den Flußtälern liegt die goldführende Schicht unmittelbar unter der 6—12 Zoll starken Moostorfschicht. Das Gold am Strande wurde 1899 entdeckt, die Seifen lieferten teilweise erhebliche Erträge.

Das Edelmetall der marinen Seifen des Cape-Nome-Distriktes unterscheidet sich von demjenigen der Flüsse durch das oben (S. 128 u. 679) geschilderte zerfressene Aussehen.

In den letzten Jahren hat der Seifenbergbau des Distriktes erhebliche Fortschritte gemacht. 22 Anlagen waren im Jahre 1911 entweder das ganze Jahr hindurch oder während der günstigen Jahreszeit im Betriebe. Hierzu dürften in den nächsten Jahren noch 6 weitere kommen, mit deren Bau man begonnen hat.

Der Wert der Goldproduktion Alaskas betrug im Jahre 1911 12 700 000 und 1910 11 985 000 Dollar. Die Zunahme ist auf das Iditarod-Innoko-Gebiet zurückzuführen; es spielt eine noch erheblichere Rolle als in den obigen Zahlen zum Ausdruck kommt, da die Distrikte auf den Halbinseln Fairbanks und Seward in den letzten Jahren in der Produktion zurückgegangen sind.

Die kanadische Statistik gibt an, daß die Produktion aus den Yukon-Seifen im Jahre 1911 ungefähr einen Wert von 4,58 Mill. Dollar hatte; die Hauptmasse der bauwürdigen Seifen liegt also außerhalb Canadas.

---

[1]) G. M. Dawson, Geol. Survey of Canada III, 1888, Rep. B. — E. D. Self, Cassiar District. Eng. and Min. Journ., 18. Febr. 1899, S. 205.

[2]) H. Weber, Die Goldlagerstätten des Cape-Nome-Gebietes. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900, S. 133.

British-Columbia lieferte in dem genannten Jahre aus Seifen für 468 000 Dollar Gold.

Australasien. Seit der Entdeckung des Seifengoldes in Victoria und in Neusüdwales im Jahre 1851, also bald nach den aufsehenerregenden Goldfunden in Kalifornien im Jahre 1848, lieferte Australasien fast so viel Gold wie die Vereinigten Staaten, nämlich Australasien bis Ende 1910 (siehe S. 138) 4433 t Gold (= 137,9 Mill. Unzen) und die Vereinigten Staaten 4926 t (= 151,2 Mill. Unzen), oder, nach anderen Quellen und das Jahr 1911 einbegriffen, Australasien für 16,4 und die Vereinigten Staaten Gold für 17,9 Milliarden Franken.

Seit Ende der 1890er Jahre stammt fast die Hälfte der Goldproduktion Australasiens aus den Tellurgoldgängen Westaustraliens (siehe S. 92), früher war aber Victoria mit seinen überaus ergiebigen Seifen die wichtigste Kolonie. Die australischen Seifen lieferten in den 1850er, 1860er und 1870er Jahren sogar noch mehr Gold als die kalifornischen.

Zur näheren Erklärung geben wir folgende Statistik der Jahre, in denen die Ausbeute aus Seifen eine bedeutende Rolle spielte.

Goldproduktion in Unzen:

	Bis Ende 1878	1879—1895
Victoria (seit 1851)	48 058 649	13 127 672
Neusüdwales (seit 1851) . .	8 811 346	2 583 246
Queensland (seit 1861) . . .	2 901 092	7 623 352
Südaustralien	57 103	ca. 100 000
Westaustralien (seit 1886) . .	—	686 361
Tasmanien (seit 1866) . . .	71 000	756 000
Neuseeland (seit 1857) . . .	8 959 482	3 797 240

In der Kolonie Victoria, in der von 1852 bis 1861 jährlich mehr als 2 Mill. Unzen — 1856 sogar 3 053 744 Unzen — und von 1862 bis 1875 jährlich mehr als 1 Mill. Unzen Gold produziert wurden, stammte anfänglich fast die ganze Goldmenge aus Seifen. Ziemlich früh begann zwar der Gangbergbau; aber noch Mitte der 1860er Jahre lieferten die Seifen in Victoria doppelt so viel als die Gänge; Anfang der 1870er Jahre kamen ungefähr gleiche Mengen auf beide Arten von Goldvorkommen, und erst seit Anfang der 1890er Jahre lieferten die Gänge doppelt so viel oder noch mehr als die Seifen.

Auch die Seifen in Neusüdwales waren anfänglich von hervorragender Bedeutung.

Anderseits stammte bis Ende 1895 in Tasmanien nur etwa ein Viertel und in Queensland sogar nur etwa ein Zehntel aus Seifen, also bezw. drei Viertel und neun Zehntel aus Gängen. In Westaustralien waren die Seifen immer von verhältnismäßig untergeordneter Bedeutung.

Als die australasiatischen Seifen noch von wesentlichem Einfluß auf die Produktion waren, lieferte Australasien — das Ganggold eingerechnet

— durchschnittlich für je fünf Jahre 1851—55, 1856—60, 1861—65, 1866—70, und 1871—75 bezw. 69 573, 82 392, 77 634, 73 526 und 63 129 kg Gold. Wegen der starken Abnahme des Seifenbergbaues sank dann die Ausbeute durchschnittlich für 1876—80 auf 45 294 kg und für 1881—84 auf nur 43 186 kg.

Später ist der Seifenbergbau noch stärker zurückgegangen; anderseits hob sich aber der Gangbergbau besonders im Bendigodistrikt in Victoria (S. 105), am Mount Morgan in Queensland (S. 134) und im Waikigebiet auf Neuseeland (S. 84). Außerdem kamen am Schluß der 1890er Jahre die überaus wichtigen Tellurgoldgänge in Westaustralien (S. 92) hinzu, so daß die gesamte Goldproduktion Australasiens erheblich stieg, und 1903 sogar 134 200 kg erreichte. In den letzten Jahren ist sie aber wieder zurückgegangen (S. 92), und zwar 1909 auf 107 200 kg und 1911 auf 92 800 kg.

Die Profile der Seifenvorkommen Australiens stimmen im großen und ganzen mit denjenigen amerikanischer Lagerstätten überein; der größte Goldreichtum tritt in unmittelbarer Nähe des silurischen, anstehenden Gesteins auf. Auch hier sind die alten pliozänen Talausfüllungen (deep leads) von den auf ihnen liegenden jungen alluvialen zu unterscheiden. Auch hier werden die alten Seifen teilweise von Basalt bedeckt, der namentlich im Distrikt Gippsland der Provinz Viktoria häufig ist und dort Mächtigkeiten von 150 m erreicht; die goldführenden Sande können hier 10 m aufweisen.

Von besonderem Interesse sind die vortertiären Seifen, deren Bildung sehr früh einsetzte, da zum Teil recht alte Goldquarzgänge vorliegen. Man findet schon Gold in den oberdevonischen und unterkarbonischen Konglomeraten und Sandsteinen.

Die wichtigsten Seifen gehören dem Tertiär an. Die Seifenbildung begann in der Miozänzeit, die eine Periode intensivster Erosion darstellt. Im Norden von Gippsland fand Maccoy zwischen dem silurischen Gestein und den goldführenden Sanden eine Schicht mit fossilen Pflanzen (Cinnamomum polymorphoides). Man hat einige von diesen alten Flußseifen bis zu ihrer Mündung in die Tertiärschichten verfolgt, und man ist berechtigt anzunehmen, daß sich die Goldablagerung in den marinen Schichten der Flußdeltas fortsetzt. Einige miozäne Seifen sind in Gippsland ausgebeutet worden. Viele andere werden von Basalten verdeckt (Tangil in Gippsland).

Die pliozänen Seifen sind ebenfalls fluviatil, seltener marin; sie verdanken ihre Entstehung demselben Erosionsprozeß, der bereits in der Miozänzeit nachweisbar ist und bis in die Jetztzeit hineinreicht.

Im allgemeinen liegt das Gold der Alluvionen nicht weit entfernt von der ursprünglichen Lagerstätte. Die seltenen litoralen Seifen zeigen eine ziemliche Regelmäßigkeit in der ganzen Ausbildung; sie werden in den gravel mines (siehe S. 688) ausgebeutet. Die Flußseifen sind unregelmäßiger und werden häufig von Alluvionen oder Basalten bedeckt. Wurden sie durch spätere Abrasion freigelegt, so bezeichnet man sie als „shallow placers“. In Ballarat liegen sie in einem mittelpliozänen

Tale. Die goldführende Schicht liegt 50—150 m tief und hat 0.5—1,5 m Stärke. Das anstehende Gestein ist bis zu einer Tiefe von 1.5—3 m ebenfalls goldführend. Der Gehalt der Seifen schwankt sehr; man stellte in Ballarat folgende Goldmengen pro Kubikmeter fest:

im Jahre 1887	in den losen Sanden und Kiesen .	2,63 g
	in den verkitteten Schichten . . .	33,66 g
im Jahre 1890	in den losen Sanden und Kiesen .	2,15 g
	in den verkitteten Schichten . . .	3,63 g

In den Gebieten mit ausreichendem Wasser kann man vorteilhaft noch 100—150 m tief liegende Kiese und Sande mit 1,5 g Gold pro Tonne verarbeiten; sind die Schichten verkittet, so müssen sie 3 g enthalten, um noch bauwürdig zu sein.

Einige australische Seifen haben große Nuggets geliefert. So wurden bei Moliagul ein Goldgeröll von 71 kg, bei Ballarat mehrere von 36—69 kg in 45—50 m Tiefe und bei Rheola (Goldfeld Berlin) einige Nuggets von einigen 30 kg Gewicht gefunden.

Die pleistozänen Seifen spielen heute keine Rolle.

Neuseeland[1]). Die Goldseifen liefern einen beträchtlichen Teil der neuseeländischen Goldproduktion, zumal das gebirgige und wasserreiche Land die Anwendung des hydraulischen Verfahrens begünstigt. Die Unkosten sollen hier durch 0,13 g Gold im Kubikmeter gedeckt werden. Da die jungen Seifen in verhältnismäßig kurzer Zeit abgebaut wurden, beutet man heute namentlich die alten aus. Auch hier spielen glaziale Erscheinungen eine wesentliche Rolle. Die wichtigsten Seifen liegen im Süden an der Westseite der Insel in den Distrikten Westland, Inangahua, Grey und Buller. Bei Westland sind südlich vom Flusse Teremakau die Sande auf 150 km Länge goldführend und namentlich diejenigen von Saltwater, Three-Mile und Five-Mile werden seit langem ausgebeutet.

Das Zentrum Kumara lieferte in 16 Jahren (bis 1895) für 30 Mill. Frs. Gold aus einer 240 ha großen Fläche, das ergibt pro Hektar 125 000 Frs. Der Distrikt Grey ergab in einem Jahre 800 kg.

In der Provinz Otago im Süden der Insel sind die Goldwäschereien in den Gebieten Tuapeka (Blue Spur) und in dem Becken von Clutha besonders konzentriert. Bei Blue Spur beutet man fast ausschließlich ein Konglomerat aus, welches unmittelbar auf dem anstehenden Gestein liegt und aus Geröllen ordovizischer Quarzitschiefer (Wanakaserie) besteht. Das Konglomerat scheint glazialen Ursprungs zu sein und zeigt eine Schichtung, welche durch rote eisenschüssige Lagen hervorgebracht wird. Die Lagerstätte ist wegen ihres hohen Alters besonders interessant. Im Hangenden des Goldkonglomerates treten die Lignite der Oamaru-Formation auf, die dem Eozän oder vielleicht sogar der oberen Kreide angehören. Die Goldlagerstätte ist also mindestens alttertiär.

[1]) L. de Launay, Les richesses min. de la Nouvelle Zélande. Ann. d. mines Mai 1894, mit Bibliographie. — Derselbe, Traité de métallogénie. 3. Aufl. 1913.

In dem Becken von Otago liegt eines der berühmtesten Golderzgebiete Neuseelands, es erstreckt sich auch auf die Flußgebiete Pomahaka und Waitahuna. Die Ausbeutung ist nicht nur auf die jungen Alluvionen beschränkt, sondern dehnt sich wie in Kalifornien auch auf höherliegende Terrassen aus. Der Goldgehalt ist nicht erheblich, aber da die Gewinnung billig ist, zahlen sich auch diese Seifen.

Die Golddistrikte Sibiriens, welche für Rußlands Bergwirtschaft erheblich in die Wagschale fallen, haben eine bedeutende Ausdehnung.

Die Seifen im Ural sind heute fast erschöpft; sie stehen in engster Beziehung zu Goldquarzgängen und zeichnen sich dadurch aus, daß die Goldverteilung in ihnen keine regelmäßige ist. Das Edelmetall ist vielmehr in Streifen angeordnet, welche dem Ausgehenden der Goldgänge folgen. In der Seife von Kotschkar liegt z. B. unter ca. 10 m goldfreiem Ton ein Goldsand von 0,5—1,5 m Mächtigkeit mit 1—10 g Gold pro Tonne. Im Osten des Urals haben die goldhaltigen Schichten bis 4 m, im Durchschnitt 0,5—1 m. Ihre Länge beträgt gewöhnlich 20—40 m und erreicht selten 200 m. Im Distrikt Bogoslowsk kennt man indessen Seifenlagerstätten von 4—6 km Ausdehnung, bei einer Breite von 20—40 m. Die goldhaltigen Sande füllen hier Vertiefungen des Untergrundes aus, die gewöhnlich 1—4 m tief reichen. Als Decke tritt häufig Torf auf. Die goldreichste Schicht liegt meist an der Basis der Seife unmittelbar auf dem „plotik" genannten anstehenden Gestein[1]). Mitunter tritt eine zweite goldhaltige Lage in höherem Niveau auf. Die Seifen kommen in jungen und in alten Tälern vor.

Das Gold bildet feine Blättchen, die mitunter sehr unregelmäßig im Sand verteilt sind. Große Nuggets wurden in der Seife Tzarevo-Alexandrowsky im Distrikt Miaß gefunden. Das Gold ist fast immer mit Magneteisen, Roteisen, Ilmenit und Chromeisen vergesellschaftet; ziemlich häufig kommt auch Platin vor. Granat, farbige Edelsteine, Zirkon, Disthen und ab und zu auch Diamant sind für die uralischen Seifen charakteristisch. Die Wasserläufe, welche die Goldgänge zerstörten, haben sich auch in Pegmatitgänge eingeschnitten.

Die Seifen sind posttertiär und oft recht jung. Sie enthalten Reste von Mammut, Rhinozeros und bisweilen Artefakte. Fast alle Seifen des Urals treten am Ostabhang auf, der westliche Abfall ist arm an Goldseifen.

Obwohl Goldseifen einen erheblichen Teil der Naturschätze des Landes darstellen, bringen es die dürftigen Verkehrsverhältnisse mit sich, daß man sich im allgemeinen nur mit den reichen Seifen beschäftigt, in denen das Gold in größeren Geröllen vorhanden ist. — Es dürften bei der Seifenbildung auch glaziale Prozesse mitgewirkt haben.

Die sibirischen Seifen liefern fast die gesamte russische Goldproduktion, welche seit 1907 durch die Inangriffnahme des Jakutsk-Distriktes eine erhebliche Steigerung erfahren hat.

Im Jenissei-Becken treten die Seifen auf dem rechten Ufer

[1]) L. de Launay, Traité de Métallogénie, 1913, Bd. 3, S. 716 ff.

des Flusses zwischen Angara und Podkamennaia Tounyouska auf. Man findet sie außerdem an der Teya, dem Enachimo, dem Pit und seinen Nebenflüssen und im Gebiete des Oudérei und Oudoronga.

Das L e n a - Becken (Olekma, Vitim u. s. w.). Die Seifen der Lena liegen in der Hauptsache auf dem Plateau Potam zwischen dem Vitim und der Lena oder an der Olekma. In den letzten Jahren haben erfolgreiche Arbeiten an der Lenkoié in der Nähe von Bedaibo begonnen.

Im Gebiet der O l e k m a ist das Profil folgendes:

1. Junge Ablagerungen der Wasserläufe und eluviale Bildungen.
2. Oberer Ton und Lehm bis 35 m Mächtigkeit (Seife von Alexandrowsky).
3. Interglaziale Sand- und Kieslager.
4. Oberer Blocklehm, Unterer Blocklehm.
5. Präglaziale Ablagerungen und Eluvium.

Auch hier spielen also glaziale Ablagerungen eine Rolle.

Die Seifen kommen sowohl im unteren Teile der heutigen Täler, als auch auf höherliegenden Terrassen vor, von denen an einigen Flüssen mehrere auftreten.

Das Gold ist zum Teil so fein, daß es vom Wasser weggeschwemmt wird, häufiger auch grobkörnig; selten findet man große Nuggets von bis 40 g Gewicht. In den ausgebeuteten Seifengebieten wird die goldhaltende Schicht von einer zum Teil 40 m starken goldfreien Decke überlagert. Die Goldseife liegt gewöhnlich unmittelbar auf dem anstehenden Gestein. Ausnahmsweise findet man im Profil noch eine höhere goldhaltige Schicht, welche taubes Material zum Liegenden hat (Seife von Proroko-Iliinsky am Nigri). Häufig trifft man an der Basis der Alluvionen eine dünne „primazka“ genannte Schicht, welche in die Schichtflächen der aufgerichteten liegenden Schiefer bis 1 m tief eindringt. Sie besteht bald aus tonigem Sand mit Gesteinsbruchstücken, bald aus Lehm. Die Primazka enthält mitunter Goldgerölle, die mit der Hand ausgelesen werden können. Ueber ihr liegt dann die goldführende Hauptschicht, deren Stärke gewöhnlich 0,75—1 m beträgt und die selten 2 m überschreitet. Sie besteht aus tonigem Sand mit zahlreichen Gesteinsbruchstücken und enthält Schwefelkies (koubik), der die Hauptmasse der Waschrückstände bildet. Der Edelmetallgehalt pro Tonne ist sehr schwankend; er kann bis 20 g betragen, aber man verwäscht gewöhnlich ärmeres Material. Im allgemeinen liegen die reichsten Teile in der mittleren Längsachse des Tales; von hier nimmt der Edelmetallgehalt nach beiden Seiten zu ab. In dem Becken von Vitim füllen die vorglazialen Goldlagerstätten alte und junge Täler aus. Sie enthalten bis 15 und ausnahmsweise bis 30 g Gold pro t. Die Alluvionen bestehen aus Sandstein- und Schiefergeröllen, die häufig durch Schwefelkies verkittet sind. Nach oben nehmen die sandigen und tonigen Partikelchen zu, sie enthalten hier kein Gold.

Das Edelmetall tritt auch in verschiedenen Niveaus in den interglazialen und postglazialen Sanden auf. Es ist hier abgerollt, während das präglaziale Gold gewöhnlich wegen des geringen Transportes eckig erscheint. Der mittlere Goldgehalt beträgt in diesen jüngeren Seifen bis 4 g pro t.

In der Seife von Nijni am Bodaibo enthält die goldführende Schicht Schwefelkies mit 344 g silberhaltigen Goldes pro t. — Bei Konstantinovsky hat das Schwefelkies bis 1582 g Gold. Gold und Schwefelkies sind also hier aufs engste verknüpft und ein Teil des Goldes ist also zweifellos aus Lösungen abgesetzt worden. Die Gesamtmächtigkeit der Alluvionen erreicht 150 m.

In der Seife Kroutoi, der wichtigsten des Beckens des Engagimo, schwankt die Stärke der goldführenden Lage zwischen 1 und 2 m. Sie liegt hier 25 m unter Tage und besteht aus kleinen Geröllen mit einem tonigen Sand, der 7—8 g Gold pro Tonne hat.

Das Amurbecken (Zeya, Selemdja, Boureya u. s. w.). Die meisten Nebenflüsse des Amur sind goldführend. Die Hauptlagerstätten sind diejenigen des Zeyagebietes (Djilinda, Djolon u. s. w.). Das Gold der Seifen kommt in verhältnismäßig großen und eckigen Stücken vor und scheint keinen bedeutenden Transport erlitten zu haben. Im Zeyagebiet enthalten die gröberen Schichten mit Blöcken von bis 30 cm Durchmesser gewöhnlich viel Gold, während die Kiese und Sande mit ihrem feinverteilten Golde arm sind. Entsprechend der Natur des anstehenden Gesteins ist die Zusammensetzung der Goldseifen sehr schwankend. Bald ist der Boden mit großen Blöcken bedeckt, bald findet man im Amphibolitschiefergebiet grüne Sande, die an Amphibolitdetritus und Schwefelkies reich sind.

In der Seife Leonovsky, der wichtigsten der Gesellschaft Djolon, die in 10 Jahren für 30 Mill. Frs. Gold lieferte, betrug der mittlere Gehalt 10 g pro Tonne. In anderen Seifen desselben Gebietes schwankte er zwischen 2 und 3 g.

Die Seifen des Kerbi, eines Nebenflusses des Amgoun, welche von Ivanov untersucht wurden, scheinen zum großen Teil eluvial zu sein; sie bestehen aus verändertem Schiefermaterial. Der Goldgehalt der Kiese erreicht ausnahmsweise 6 g pro Tonne; der in großen Mengen vorhandene Schwefelkies, welcher sich in den Waschrückständen anreichert, ergab 3 g pro Tonne.

Im Gebiete von Klein-Khingan liegt die Seife Nagorny am Amur. Hier hat man ausnahmsweise eine obere ältere Terrasse konstatiert, welche ungefähr 80 m über dem Fluß Soutar auftritt; die Sande liegen auf einem feinkörnigen Granit. Die goldhaltige Schicht ist 0,75—5 m mächtig und besteht aus Ton, Sand und Kies, die von einer 10—30 m mächtigen, mehr oder weniger tonigen oder lehmigen Decke überlagert werden. Der Goldgehalt der Seife beträgt 2—23 g. Im Profil ihrer Deckschichten hat man noch mehrere Lager mit annähernd 1 g Gold pro t angetroffen. Einige Forscher, wie Jaczevsky, der das Baikalgebiet genauer untersuchte, glauben an das Vorkommen von goldführenden Seifen unter den Basaltdecken analog den kalifornischen Lagerstätten.

Die Mandschurei. Die Seifen entstanden durch die Zerstörung von Goldquarzgängen und stellen zum Teil ältere Ablagerungen auf dem

Plateau, zum Teil jüngere Bildungen der Täler und schließlich marine Schichten dar; die letzteren sind die wichtigsten.

Der Meeresboden ist bis 100 m von der Küste mit Geröllen bedeckt, die auf präkambrischen Tonschiefern liegen. Ein Waschversuch, den man mit 15 Arbeitern zwei Stunden hindurch ausführte, ergab 166 g Gold und dabei einen Nugget von 55 g.

Korea[1]). Fast jeder der zahlreichen Flußläufe Koreas enthält etwas Freigold. Zu den bekanntesten Fundorten gehört derjenige von Tangkogae 160 km nordöstlich von Söul zwischen den Städten Kimsong und Hoyang im Quellgebiet des nördlichsten Armes des Hanflusses.

Die Goldseifen werden schon seit 50 Jahren bearbeitet; zeitweise sollen 20 000 Mann mit Goldwaschen beschäftigt werden. Das Gebiet besteht aus einem höhlenreichen Kalkstein. Durch Einstürze hat sich ein größerer Talkessel gebildet, in welchen drei größere und zwei kleinere goldführende Bäche einmünden. In den Bächen selbst sind die Goldseifen nur gering; dagegen finden sich in dem Talkessel größere edelmetallführende Schottermassen. Der Kessel hat eine Länge von 1 km und ist bis 500 m breit. Die Mächtigkeit der Seifen schwankt zwischen 3 und 15 m. Die Gerölle sind groß, so daß Blöcke von 1 cbm nicht selten sind, Sandschichten sind untergeordnet. Der Goldgehalt der Seifen ist ziemlich unregelmäßig; er nimmt ebenfalls nach der Tiefe zu, wenn sich auch eine bestimmte goldführende Schicht nicht abgrenzen läßt. Allem Anscheine nach haben häufige Hochwasser die goldführenden Kiesschichten immer wieder zerstört.

Das Tangkogae-Gold ist ziemlich grobkörnig und von großer Reinheit; man fand bis 16 g schwere Geröllchen. Meist bildet das Gold flache und schuppige Blättchen ohne Nebengesteinsfragmente.

Bauer gibt an, daß man in den Seifen Gediegen Blei fand, welches nach den Untersuchungen von Beck mitunter innigst mit Gold verwachsen ist. Da man früher an einzelnen Stellen des Goldseifengebietes Silbererze verhüttet hat, ist es nicht ausgeschlossen, daß das Blei durch die Tätigkeit des Menschen in die Seifen hineingekommen ist.

Russischturkestan (Bucharei)[2]). Die Goldseifen der Bucharei und des Kaschgar-Gebietes sind heute fast erschöpft; sie gehören mit zu den am frühesten ausgebeuteten. Hier soll nach der Ansicht einiger Forscher das Ophir des Königs Salomon gelegen haben. Die Seifen wurden später lange Zeit von den Mongolen und den Sarten bearbeitet.

Der moderne Bergbau begann im Jahre 1894, als die Ablagerungen

[1]) L. Bauer, Das Goldvorkommen von Tangkogae in Korea. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905, S. 69.

[2]) L. de Launay, Richesses minérales de l'Asie, 1911. — A. v. Krafft, Mitteilungen über das Ost-Bokharische Goldgebiet. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899, S. 37. — D. Levat, Not. géol. sur les richesses minérales de la Boukharie et du Turkestan. Bull. de la Soc. géol. de France. 4. Serie, Bd. II, S. 439. 1902. — Derselbe, Turkestan et Boukharie. Mém. Soc. Ing. civils sept. 1902, S. 42. — Derselbe, Richesses minérales des possessions russes en Asie centrale. Ann. d. Min. 1903, S. 174. — L. de Launay, Traité de Métallogénie. Paris 1913, Bd. 3.

die Aufmerksamkeit der russischen Regierung erregten. Man ließ die Vorkommen durch einen Ingenieur untersuchen; 1897 wurde ein Berggesetz erlassen. Die modernen Bergbauversuche haben jedoch gezeigt, daß die Seifen zum größten Teil erschöpft sind und daß nur noch die heutigen Flußläufe einigermaßen Gold führen. Die primären Goldlagerstätten sind noch nicht mit Sicherheit festgestellt; vielleicht sind es tertiäre Konglomerate, welche einen geringen Goldgehalt aufweisen.

Andere Goldseifen sind bekannt geworden aus der Mongolei, aus Chinesisch-Turkestan, Tibet u. s. w. Im Osten Tibets liegt ein Goldgebiet östlich von Koukou-Nar. Während man hier früher viel Gold gewann, ist seit dem Einbruch der Dounganen (?) im Jahre 1863 die Goldwäscherei aufgegeben worden.

Eine zweite Reihe nutzbarer Lagerstätten befindet sich in der Kette des Altyn-tag und Küen-lün. Hier wurden, nach Johnson, östlich von Khotan 3000 Arbeiter in den Minen von Kerija auf dem Nordabhange des Küen-lün beschäftigt; sie gewannen nach Prjevalski jährlich für 2 750 000 Frs. Gold. Weiter westlich, auf dem Nordabhang des Karakoroum oder Mous-tag, führt der Oberlauf der Tarim oder Yarkand-Daria ebenfalls Seifengold.

In Westtibet gibt es östlich vom Hohen Indus Goldseifen, welche seit langem ausgebeutet werden. Das von den Eingeborenen Sarthol, d. i. Goldland, genannte Gebiet soll mit dem berühmten Goldlande Herodots sich decken. Ein regelmäßiger Abbau fand in der Mitte des 19. Jahrhunderts statt.

Die Seifen von Thok-dschaloung liegen, wie die meisten in Tibet, sehr hoch (4980 m), sie werden namentlich im Winter ausgebeutet.

Im ganzen beträgt die Goldproduktion von Westtibet nach Reclus gegen 200 000 Frs. jährlich.

Indien[1]). Die Haupt-Goldlagerstätten Indiens kommen in einem Hornblende-, Chlorit- und Tonschiefergebiet vor, welches mehr oder weniger mit Eruptivgesteinen vergesellschaftet ist. Foote faßt diese Schichtengruppe unter dem Namen Darwhar Series zusammen; sie liegt auf einem Gneiskomplex.

Im Anfang des 19. Jahrhunderts fand man westlich von den Nilgiri-Mountains Gold im Laufe verschiedener Flüsse. 1802 traf man Goldwäschereien an der Ostgrenze von Mysore in der Nähe des Dorfes Wurigam an; 1868 entdeckte man die Seifen von Betmangla, welche sich als zu arm erwiesen, 1870 diejenigen an dem Hemagiri Hill.

Anfang der siebziger Jahre gewann man geringere Goldmengen im Betmangla-Distrikt und in Kolar. Die bei weitem größte Goldmenge des Mysore-Goldfeldes wird aber von Gängen geliefert.

In der Provinz Orissa kommt Alluvialgold in den Eingeborenenstaaten Dhenkanal, Konjhar, Pal Lahara und Talchi u. s. w. vor. Wie

[1]) Philipps and Louis, A Treatise on Ore Deposits, II. Aufl. London 1896, mit Literaturangabe. — V. Ball, Manual of the Geology of India. Teil III. — Economic Geology S. 176. Calcutta 1881.

bei einer größeren Anzahl anderer indischer Fundpunkte ist der Goldgehalt nur ein geringer, so daß die indischen Goldseifen keine wichtige Rolle spielen.

In Afrika kennt man Goldseifen in Tunis, Senegal, im Sudan, in Französisch-Guinea, an der Elfenbeinküste, in Abessinien, im Kongogebiet, in Angola, Transvaal, Rhodesien und Madagaskar. Von den letzteren sollen hier diejenigen von Ikopa, Betsiboka, von Mahajamba und Bemarivo, Manambulo, u. s. w. erwähnt werden. Der Goldgehalt beträgt 1—2,5 g pro Tonne.

Im belgischen Kongogebiet[1]) wurden vom Staat im Jahre 1911 ca. 1,3 Mill. Mk. für Prospektierungsarbeiten ausgegeben, welche zum großen Teil auf das Goldseifengebiet von Kilo im Westen des Lake Albert entfallen. Die Produktion der Staatsminen belief sich im Jahre 1910 auf 876 kg Gold im Werte von 525 000 Dollar; 1911 werden 700 kg im ungefähren Werte von 420 000 Dollar angegeben. Die Abnahme beruht darauf, daß einige der reichsten Flußseifen ausgebeutet sind.

Die Bedeutung der Goldseifen von Nebula, ungefähr 110 engl. Meilen nordnostöstlich von Stanleyville, scheint überschätzt worden zu sein. Der Wert der Goldproduktion erreichte hier im Jahre 1912 nur 80 000 bis 200 000 Mk.

Versuchsarbeiten wurden im Jahre 1911 bei Moto ungefähr 325 engl. Meilen nordöstlich von Stanleyville vorgenommen. Versprechend scheint die Seife von Kanwa, 3 engl. Meilen von Nebula, zu sein. Die gesamte Jahresgoldproduktion des belgischen Kongostaates hat einen Wert von 2—2,5 Mill. Mk.

Die europäischen Goldseifen spielen heute keine Rolle. In Frankreich kennt man Goldseifen in der Bretagne, auf dem Plateau Central, in den Cevennen, im Bassin du Rhône und solche in den Pyrenäen, die früher das Gold für die Münze von Toulouse lieferten.

In Deutschland ist der Rhein als goldführend bekannt. Hier reicht die Goldwäscherei bis in das 7. Jahrhundert zurück, Daubrée schätzte im Jahre 1846 die Goldproduktion von 500 Goldwäschern auf 45 000 Frs.[2]) Er konnte außerdem konstatieren, daß nicht nur die heutigen Flußsande, sondern auch die älteren Ablagerungen, welche 10—20 km vom Rhein entfernt sind, Gold führen. Der Goldgehalt des Rheinsandes beträgt 0,014—1,011 g pro Kubikmeter. Bei neunstündigem Waschen erhielt man einen Goldwert bis 11,125 Frs. Das Edelmetall ist hier mit Titaneisen, Quarz, Zirkon und nach Doebereiner etwas Platin vergesellschaftet. Die primäre Lagerstätte des Rheingoldes konnte noch nicht festgestellt werden.

Spanien hat Goldseifen am Rio-Sil und Rio-Duerna in der Ebene

[1]) Sydney H. Ball, The Mineral Industry during 1911, S. 303.

[2]) Daubrée, Sur la distribution de l'or dans la plaine du Rhin. Ann. des. min. 1846, 4. Serie, Bd. 10, S. 1. — Derselbe, Min. du Bas-Rhin. 1872.

von Granada. Sie sind ebenso unbedeutend wie diejenigen in Norditalien und auf der Balkanhalbinsel.

In Siebenbürgen wurde in früheren Zeiten etwas Gold im Gebiete der Jungen Goldgänge aus Seifen gewaschen.

Im nördlichen Finnland, wo einige arme Goldquarzgänge nachgewiesen sind, ist Gold aus fluviatilen Seifen in dem von Westsüdwesten in den Enare einmündenden Flusse Ivalo und seinen Nebenflüssen gewaschen worden. Von dem Beginn der Arbeit im Jahre 1869 wurde bis 1899 Gold mit nur 5,5—6 Proz. Silber im Gesamtwert von ungefähr 1 386 000 finnländischen Marken (Franken) gewonnen; später war die Produktion nur gering. Die reichsten Seifen sollen 2 g Gold pro Kubikmeter geliefert haben.

Auch in Karasjok im angrenzenden Teile von Finmarken in Norwegen ist etwas Gold gewaschen worden, und zwar von 1898 bis 1901 etwa 7 kg und später eine Kleinigkeit; alles in allem etwa 20 kg im Werte von 50 000 M. Nach H. Reusch[1]) tritt das Gold im unteren Teile von „Åser" auf, welche von Flüssen unterhalb der Eisdecke abgelagert wurden; es handelt sich somit hier um fluvioglaziale Seifen.

Die Platinseifen.

Das Platin wurde im Jahre 1755 im goldhaltigen Flußsande des Pinto (Provinz Choco in Kolumbien) entdeckt. Man fand es später in Seifen in Britisch-Kolumbien, Minas Geraes, Borneo u. s. w. und namentlich im Ural, dessen Seifen heute noch den größten Teil der Platinproduktion liefern. In allen Fällen kommt es in einer Legierung von Eisen und Platin vor, die mit viel Chromeisen, Magneteisen und den Zersetzungsprodukten des Peridotits vergesellschaftet ist.

Von besonderem Interesse sind die Verwachsungen des Eisenplatins mit anderen Erzen, wie Chromeisen, Olivin und Pyroxen, wie man sie namentlich sehr schön in Columbia findet (über die primären Platinlagerstätten siehe Bd. 1, S. 338).

Die Platinseifen liegen entweder in Gebieten frischer und serpentinisierter Peridotitgesteine, oder sie finden sich in solchen Flüssen, die aus derartigen Gebieten kommen.

Die Seifen führen neben Eisenplatin, das häufig etwas Iridium, Osmium, Ruthenium, Palladium, Rhodium und Kupfer enthält, bisweilen auch etwas Osmiridium. Der Platingehalt des Rohplatins schwankt zwischen 70 und 96 Proz.; gewöhnlich beträgt er 80—90 Proz. Der Eisengehalt kann bis über 10 Proz. erreichen, mehrere Prozent können außerdem die Beimengungen von Rhodium, Osmium und Iridium betragen.

Der Gehalt an Osmium-Iridium wird bei der Auflösung des Platins festgestellt. Es bleiben dann häufig dunkelgraue diamantglänzende Blättchen von Osmium-Iridium zurück, die aller Wahrscheinlichkeit nach aus

[1]) Norwegische geol. Untersuchung, Nr. 36, Jahrbuch für 1903.

Sisserskit bestehen, der nach Dana 30 Proz. Iridium enthält. Die Feststellung des Gehaltes an anderen Platinmetallen ist also wichtig.

Das Platin der verschiedenen Lagerstätten hat häufig recht ungleiche Zusammensetzung. Vergleicht man beispielsweise die Analysen von uralischem und kolumbischem Material, so ergeben sich wesentliche Unterschiede. Wenn auch der durchschnittliche Platingehalt annähernd derselbe ist, so ist doch der Eisengehalt bei dem kolumbischen Platin wesentlich geringer als bei dem uralischen.

Ein anderer bemerkenswerter Unterschied beruht auf dem Iridium-, Osmium- und Osmium-Iridiumgehalt. Er beträgt beim uralischen Platin höchstens bis einige Prozent, während er bei dem kolumbischen fast 7 Proz. erreicht. Im ganzen erscheint die Farbe des kolumbischen Platins etwas heller als diejenige des uralischen[1]).

Die Verarbeitung der Seifen ist wegen des hohen Preises des Platins unter Umständen bei dem Gehalt eines Bruchteils eines Gramms Edelmetall per Kubikmeter möglich. Voraussetzung sind große Mengen von Seifen und Wasser, so daß Bagger oder das hydraulische Verfahren anwendbar sind. Die Bauwürdigkeit liegt deshalb bei Platin noch etwas günstiger als bei Gold.

Die Platinweltproduktion[2]). Der Hauptplatinproduzent ist Rußland, welches im Jahre 1908 nach der offiziellen Statistik 156 792 Unzen troy (31,1 g), tatsächlich aber ca. 250 000 Unzen lieferte. Es besteht nämlich eine doppelte Statistik, da die offizielle die bedeutenden Diebstähle der Arbeiter nicht berücksichtigt.

Die Produktion Rußlands in den letzten Jahren siehe S. 707.

An zweiter Stelle folgt Kolumbien mit einer Produktion von 8800 Unzen troy im Jahre 1908.

Die Vereinigten Staaten liefern nur einen kleinen Bruchteil der Weltproduktion, nämlich 1908 750 Unzen, Neusüdwales kommt mit ca. 530 Unzen, Sumatra und Borneo mit 500 Unzen im Jahre 1908 in Frage. — Bei der elektrolytischen Nickelraffinerie zu Kristianssand in Norwegen verarbeitet man Hüttenprodukte aus norwegischem Nickelmagnetkies (siehe Bd. I, S. 144 und 280); hier werden jetzt jährlich einige Kilogramm Platin und Palladium aus Anodenschlamm gewonnen, der als Nebenprodukt bei der Darstellung von Nickelreinmetall fällt. — Alle Platinproduzenten außer Rußland liefern zusammen nur etwas über 10 000 Unzen im Vergleich zu 250 000 von russischer Seite.

Der Preis für 1 g Platin betrug 1912 ca. 7,5 Frs. Berücksichtigt man weiter, daß das Rohplatin, welches in den Seifen gewonnen wird, nur annähernd 80 Proz. reines Platin enthält, so hat 1 g Rohplatin einen Wert von $^4/_5 . 7{,}5$ Frs. = 6 Frs. oder 4,80 Mk., während der Wert für 1 g Gold nur 2,80 Mk. beträgt.

Zu diesen Werten kommt nun noch eventuell derjenige für die übrigen Platinmetalle. Er betrug im Jahre 1910 für 1 g:

---

[1]) P. Krusch, Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. Stuttgart 1911, 2. Aufl. Ferdinand Enke.

[2]) P. Krusch a. a. O.

Palladium	3,85 Mk.
Rhodium	16,00 „
Iridium	4,90 „
Osmium	3,80 „
Ruthenium	7,90 „

Vor einigen Jahren hat sich die Société industrielle du Platine in Paris gebildet, welche ungefähr 60 Proz. der Uralproduktion kontrolliert. Sie hat gegenwärtig einen großen Einfluß auf dem Platinmarkt.

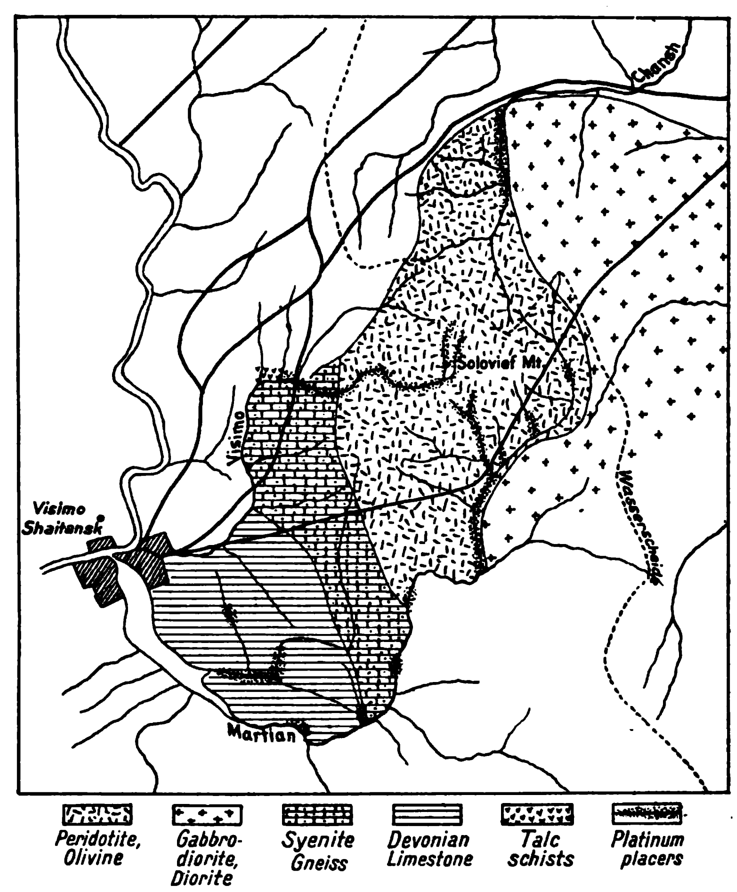


Fig. 169. Geologische Karte des Gebietes um den Solovief im Ural mit den Platinseifen des Martianflußgebietes. (Nach Kemp.)

Die russischen Produzenten sind bestrebt, ihre Lagerstätten von den auswärtigen Raffinerien und ihrem Einfluß auf den Rohplatinpreis freizumachen. Wenn auch diese Bemühungen vorläufig noch nicht vollkommen erfolgreich gewesen sind, so ist doch eine ständige Preissteigerung erreicht worden. Im Oktober 1908/09 hatte 1 kg Platin einen Preis von 3400 Frs., er stieg bereits am Schluß des Jahres auf 4000 Frs., fiel dann vorübergehend auf 3800 Frs., erreichte 1909 4500 Frs., 1910 5200 Frs. und 1911 7200 Frs.

Die Lagerstätten.

Der Ural. Ueber die anfangs der 1890er Jahre entdeckten primären Platinlagerstätten siehe Bd. 1, S. 338. Dort wurden auch einige Daten über die Seifenvorkommen (S. 340) gegeben.

Man unterscheidet drei verschiedene Gewinnungsstätten, und zwar die bedeutendste im Kreise Nischni Tagilsk am Westabhange des Urals (Fig. 169 u. 170) und nur wenig auf die Ostseite hinüberreichend, diejenige im Kreise Goroblagodatsk und Bissersk im Flußgebiete des Iß und der Dyja (Fig. 171 u. 172) und im Nikolai-Pawdinskischen Kreise[1]). Die beiden letztgenannten Distrikte liegen auf der Ostseite des Urals.

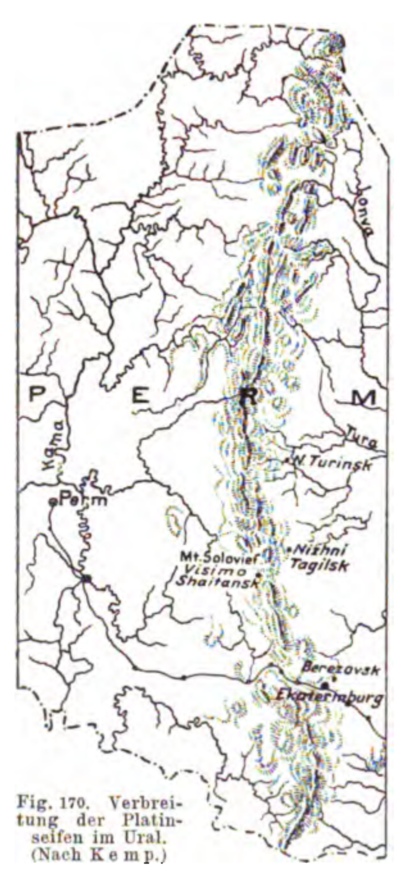


Fig. 170. Verbreitung der Platinseifen im Ural. (Nach Kemp.)

Die Seifen von **Nischni Tagilsk** sollen eluvial sein; hier kommt das Platin meist ohne Gold vor. Die Fläche der Platinseifen beträgt 180 Quadratwerst; sie gruppieren sich um den Berg Solowjewa und sind gebunden an die Flüsse Martian, Winzm Tschaush, Syssimka u. s. w. Die Lagerstätten wurden im Jahre 1825 entdeckt und lieferten bis zum Jahre 1895 $5514^1/_4$ Pud Platin (1 Pud = 16,4 kg). Die Unregelmäßigkeit der Produktion hängt mit der Unregelmäßigkeit des Platingehaltes in den Seifen und dem Metallpreise zusammen. Die Jahresproduktion schwankt zwischen 60 und ca. 130 Pud.

Die Seifen des Kreises **Goroblagodatsk** liegen um die Berge Katschkanar und Sarannajy, sie wurden 1825 an den Nebenflüssen des Iß entdeckt. Man beutet sie seit den 1860er Jahren intensiv aus. Die Produktion schwankt zwischen 100 und 180 Pud jährlich. Im Bisserskischen Kreise ist die Ausbeute, welche ebenfalls in den 1860er Jahren begann, geringer; sie erreicht selten 50 Pud.

Die Lagerungsverhältnisse der uralischen Seifen gehen aus folgenden Angaben hervor[2]):

Die Verteilung des Edelmetalls ist in allen uralischen Seifen eine unregelmäßige. In der Regel sind die einzelnen Platinkörnchen klein, doch finden sich auch hier ab und zu Nuggets von mehr als 1 kg Gewicht.

Das Flußbett des Tura (Fig. 171) im Ural, aus welchem Platin

[1]) Siehe Zusammenstellung Bd. 1, S. 339 und The Mineral Industry during 1911, S. 607 (Literatur von 1826—1911).

[2]) Krusch a. a. O., S. 310.

gewonnen wird, besteht z. B. aus Sand und Felsblöcken von erheblichen Dimensionen. Unter ihnen liegt die 2—7 Fuß mächtige Platinseife. Stellenweise bildet Torf die Decke.

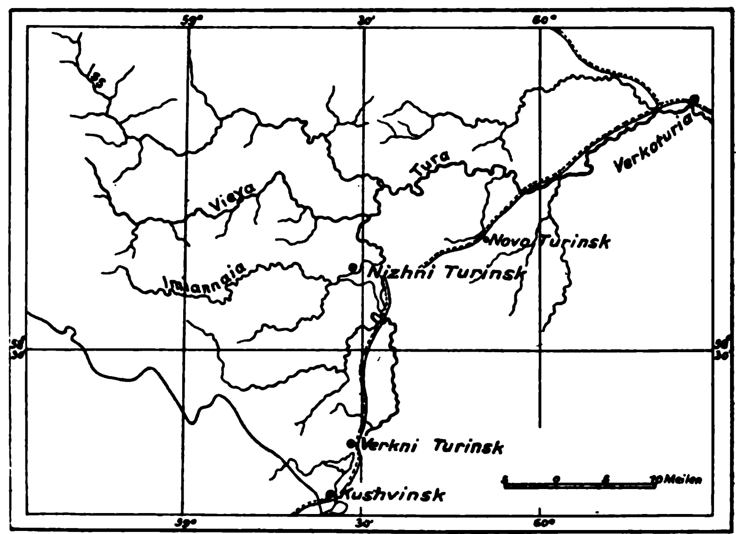


Fig. 171. Die Platinseifen des Iß- und Turagebietes. (Nach Kemp.)

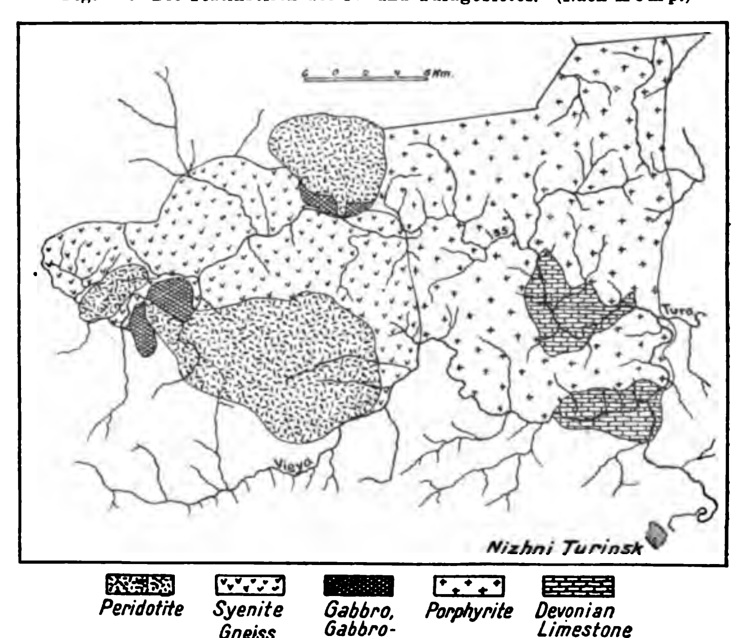


Fig. 172. Geologische Karte des Platinseifengebietes am Iß u. s. w. (Nach Kemp.)

Nach einem uns vorliegenden Bericht betragen die Unkosten 4000 Rubel per Pud (16,38 kg); das sind ca. 240 Rubel per kg oder ca. 52 Pf. per 1 g Platin; ein Preis, welcher zum Werte des gewonnenen Edelmetalls in einem recht günstigen Verhältnis steht.

Kann man das hydraulische Verfahren anwenden, d. h. hat man genügendes Wasser mit ausreichendem Druck und geeignete Lagerungsverhältnisse, so ist dieser Abbau billiger als der Baggerbetrieb.

Die Bearbeitung der Uralkonzessionen[1]) geschieht entweder durch „Stareitel" genannte Unternehmer oder durch eigene Arbeiter. Im ersteren Falle vergibt man die Arbeiten im Pauschquantum an Landleute und bezahlt ihnen nur das abgelieferte Metall. Man braucht also kein Anlagekapital, hat ziemlich billige Arbeit, aber ohne Frage den Nachteil, daß die Gewinnung nicht rationell betrieben wird.

Sind die Lager größer und kommen mächtigere Torfschichten vor, so wird das ganze Gebiet in kleinere Parzellen geteilt, in welchen größere Gebiete für Torfschüttung unbenutzt bleiben müssen; sie dürften auch für eine spätere Gewinnung verloren sein. Es liegt in der Natur der Sache, daß bei der Verdingung die armen Partien von den Arbeitern nicht ausgebeutet werden, da diese nur das Interesse haben, möglichst viel Metall abzuliefern. Die Verluste, welche bei dem sehr primitiven Waschverfahren vorkommen, sollen ein Drittel, mitunter sogar noch mehr betragen. Der Preis, welcher den Stareiteln bezahlt wird, schwankt zwischen 1 Rubel 50 Kopeken und 2 Rubel 50 Kopeken per Solotnik (= 4,26 g).

Bei der Verwendung eigener Arbeiter kostet die Gewinnung des Metalls mehr. Trotzdem ist das Verfahren günstiger, weil man Verluste möglichst vermeidet und regelrecht, d. h. ohne Stehenlassen von Pfeilern, abbaut. Mit eigenen Arbeitern kostet das Verwaschen von 1 Kubikfaden Sand mit Abtragen des Torfes 5,50—5,70 Rubel, und demnach 1 Solotnik Platin 1,90 Rubel oder 1 Pud 4000—7200 Rubel. Durch Verbesserung des Betriebes dürfte sich eine wesentliche Verbilligung erreichen lassen.

Die Abbauwürdigkeit der Platinseifen des Urals hängt zwar in erster Linie von dem Platingehalt, dann aber auch wesentlich von den Verkehrs- und Transportmitteln und der damit zusammenhängenden Versorgung der Arbeiter ab. Für die letzteren sind außerdem die Wasserverhältnisse, die Dauer der Arbeitszeit und das Brennmaterial von großer Wichtigkeit.

Der durchschnittliche Lohn eines Arbeiters im Sommertaglohn beträgt 75 Kopeken bis 1 Rubel, der höchste ungefähr 1 Rubel 75 Kopeken. Wasser zum Waschen ist überall reichlich vorhanden, ebenso ist meist Brenn- und Bauholz zur Verfügung, da die Wälder für die Bedürfnisse der Gruben gegen unbedeutendes Schlaggeld von der Forstverwaltung überlassen werden. Ein Kubikfaden Birkenholz kostet einschließlich Schlagen und Zufuhr 6 Rubel. Da ein reichlicher Schneefall bereits im Oktober einsetzt und der Schnee bis Anfang April liegen bleibt, kann die Arbeitszeit nur auf 6 Monate veranschlagt werden.

Die Platinproduktion des Urals geht aus folgender Tabelle hervor:

---

[1]) Nach einem anonymen Bericht, der Krusch zur Verfügung gestellt wurde.

Jahr	Offizielle Statistik Unzen troy (31,1 g)	Wirkliche Produktion Unzen troy (31,1 g)
1900	163 060	212 500
1901	203 257	315 200
1902	197 024	380 806
1903	192 976	276 000
1904	161 950	290 120
1905	167 950	200 450
1906	185 492	210 318
1907	172 758	310 000
1908	156 792	250 000

Die Zusammensetzung des uralischen Platins geht aus folgenden beiden Analysen hervor:

	Blagodad Proz.	Nischny Tagilsk Proz.
Platin	81,5	88,87
Iridium	0,9	0,06
Osmium . . .	0,06	Spuren
Ruthenium . .	—	—
Palladium . . .	0,05	1,30
Rhodium . . .	2,9	4,44
Eisen fehlt		

Das im Ural gefundene Iridium hatte nach den Zusammenstellungen bei Clarke[1]) folgende Zusammensetzung:

Iridium	76,8 Proz.
Platin	19,64 „
Palladium	0,89 „
Kupfer	1,78 „
Zusammen	99,11 Proz.

Vom Iridosmium des Urals gibt Clarke folgende Analysen:

Iridium	77,20	43,94
Platin	1,10	0,14
Osmium	21,00	48,85
Rhodium	0,50	1,65
Ruthenium	0,20	4,68
Kupfer	Spuren	0,11
Eisen	—	0,63
Zusammen	100,00	100,00

Im Jahre 1911 werden als Export 221 201 Unzen Rohplatin im Werte von 7 902 106 Dollar angegeben, während 1910 272 815 Unzen im Werte von 6 932 415 Dollar genannt werden. Diese Zahlen weichen erheblich von den Produktionszahlen, hauptsächlich infolge der großen Diebstähle der Arbeiter, ab.

[1]) The Data of Geochemistry. Washington 1911. U. S. Geol. Survey. Bull. 491.

Columbia. In Columbia kommt Platin im Cauca[1]), in den Provinzen Choco und Barbacoas in Diluvialablagerungen zusammen mit Gold, Zirkon, Magneteisen u. s. w. vor. Das erste Platin wurde in den Goldseifen des Rio Pinto bei Popoyan entdeckt. Besonders ergiebig ist der Landstrich, der die Quellen des Rio Atrato von denen des Rio San Juan trennt.

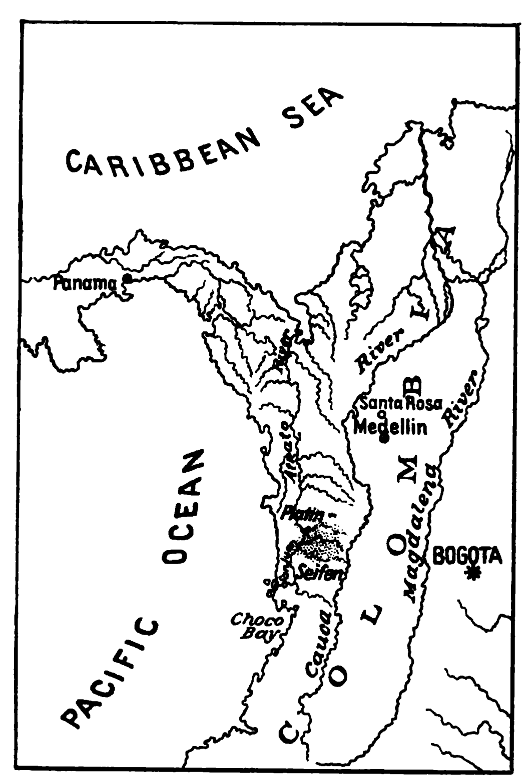


Fig. 173. Die Platinseifen Columbias. (Nach Kemp.)

Ein zweiter Platindistrikt liegt in Antioquia bei Santa Rosa de Osos nordöstlich von Medellin.

Die Lagerungsverhältnisse, unter denen hier Körner von Platin auftreten, sind nach den vorhandenen Beschreibungen nicht genügend geklärt.

Genauere Angaben gibt Krusch[2]) nach Buttmann von den Seifen der Westküste von Columbia im Gebiete der Flüsse Opogodo, Condoto und Iro. Auch hier kommt das Edelmetall in fluviatilen und eluvialen Seifen vor. Während die ersteren rundgeschliffene Blättchen von Platin enthalten, haben die letzteren kleinere und größere scharfkantige und wenig gerollte Platinkörner.

Interessant ist die auffallende Verwachsung des Metalles mit Partikelchen basischer Mineralien, besonders eines schwarzen Erzes, mutmaßlich



Fig. 174. Profil durch die Platinseifen des Condotogebietes in Columbia. (Nach Kemp.)

von Chromeisen. Diese Mineralvergesellschaftung entstand bei der Verfestigung des olivinreichen eruptiven Magmas.

Die Verwachsung ist ein Beweis, daß die mineralreichen Platingerölle keinen langen Transport erlitten haben.

[1]) Hintze a. a. O.
[2]) P. Krusch a. a. O.

Die Lagerungsverhältnisse der kolumbischen Vorkommen ergeben sich aus folgendem Beispiel (Bericht des Bergingenieurs Buttmann):

Auf der Konzession Guineo finden sich Gerölle von Olivingesteinen und Serpentinen überall in den Seifen, ganz gleich, ob es sich um fluviatile oder eluviale handelt. Da, wo die Flußablagerungen unmittelbar auf dem Gestein liegen, verwittert dieses hochgradig, so daß sich zwischen der fluviatilen Bildung und dem sogenannten Bedrock Uebergänge von fluviatilen und eluvialen Seifen bilden. Die Gerölle erreichen selten einen Durchmesser von 20 cm. Die Seifen sind zum Teil lateritisiert, und zwar ist diese Decke 0,5—4 m mächtig. Auf großen Flächen handelt es sich aber ausschließlich um weiche Massen, welche bei der Gewinnung des Platins mittels hydraulischen Verfahrens keine Schwierigkeiten bereiten dürften.

Ueber die Platingehalte kolumbischer Seifen liegen uns genauere Untersuchungen von der Expedition des kolumbischen Syndikates vor. Danach betrugen im Guineogebiete die Platingehalte 0,115—0,874 g pro cbm. Das entspricht einem Werte von annähernd 0,37—3,90 Mk., unter der Voraussetzung, daß das Rohplatin 80 Proz. Reinplatin enthält.

Die Zusammensetzung des kolumbischen Platins ergibt sich aus folgenden Analysen:

	A Proz.	B Proz.
Platin	84,05	85,50
Osmium-Iridium	6,90	1,10
Lösliches Iridium	1,72	1,05
Eisen	5,52	6,75
Kupfer	1,76	1,40
Sonstige Platinmetalle	Spuren	1,60
Zusammen	99,95	97,40

Vom Iridosmium Kolumbiens gibt Clarke folgende Zusammensetzung an:

Iridium	70,40	Proz.
Platin	0,10	„
Osmium	17,20	„
Rhodium	12,30	„
Zusammen	100,00	Proz.

Die Platinvorkommen der Vereinigten Staaten[1]). Die Produktion von Rohplatin der Vereinigten Staaten stammt ausschließlich aus den Seifenlagerstätten Kaliforniens und Oregons, wo man es als Nebenprodukt in Goldseifen fand. Die kalifornische Produktion dürfte 400 Unzen betragen, von denen 85 Proz. aus den Goldseifen in Butte, Yuba und Sacramento Counties gefunden wurden. Der Rest stammt aus dem hydraulischen Bergbau in Trinity Shasta, Humboldt Counties und Siskiyou. Nur wenige Unzen werden aus den Meeressanden von del Norte und Humboldt Counties gewonnen.

[1]) Frederik W. Horton, The Mineral Industry 1911, S. 597.

Die Oregonseifen sind mit 70 Unzen an der Rohplatinproduktion beteiligt, und zwar stammen zwei Drittel dieser Menge aus den Meeressanden von Curry und Coos Counties und nur ein Drittel aus den Flußsanden von Josephine und Jacksone Counties. Die Gesamtproduktion der Vereinigten Staaten beläuft sich also im Jahre 1911 auf nur 470 Unzen; der durchschnittliche Platingehalt beträgt ungefähr 70 Proz.

Hierzu kommt die kleine Quantität von Platin, welches aus Bouillon u. s. w. gewonnen wird und deren Höhe man zu 600 Unzen Fein annimmt.

Die Zusammensetzung eines Nuggets von amerikanischem Platin ergibt sich aus folgender Analyse (nach Clarke[1]):

Platin	82,81 Proz.
Iridium	0,63 „
Palladium	3,10 „
Rhodium	0,29 „
Kupfer	0,40 „
Eisen	11,04 „
Tonerde	1,95 „
Kalk	0,7 „
Magnesia	0,3 „
Zusammen	100,32 Proz.

Die Platinproduktion der Vereinigten Staaten geht aus folgender Tabelle hervor:

Jahr	Quantität Unzen	Wert $
1901	1408	27 526
1902	194	1 874
1903	110	2 080
1904	200	4 160
1905	318	5 320
1906	1439	45 189
1907	357	10 589
1908	750	14 250
1909	638	15 950
1910	773	25 277
1911	929	40 058

Der Verbrauch an Platin betrug in den Vereinigten Staaten 1911 ca. 5 000 000 Dollar.

In Canada kennt man Platin in Quebec und Britisch-Kolumbien[2]).

In Quebec führen die Goldwäschen des Rivière du Loup und Rivière des Plantes in Beauce County etwas Platin, dessen primäre Lagerstätte man noch nicht kennt.

Am bekanntesten sind die Platinseifen von Britisch-Kolumbien[3]).

[1]) Clarke a. a. O.

[2]) J. F. Kemp, The Geological Relations and Distribution of Platinum and associated Metals. U. S. Geol. Survey. Bull. Nr. 193. Washington 1902, S. 36 (siehe dort ältere Literatur). — Hintze, Handbuch der Mineralogie, Bd. 1, S. 142.

[3]) M. Dawson, Ann. Rep. Geol. Canada 1887. 3. R. — Derselbe, Rep. on the Geology of the Kamloops Map Sheet. Geol. Surv. of Canada, Vol. VII, Part B. — W. J. Watermann, Economic Geology of the Similkameen District British Columbia. Mining Rep. Vancouver, Nov. 1900, S. 411.

Hier tritt es zusammen mit den Goldseifen im Südwesten des Landes auf und das Vorkommen erwies sich als das bei weitem ertragreichste aller bisher auf dem nordamerikanischen Kontinent bekannten. Als die Ausbeute der kalifornischen Seifen nachließ, drangen die Goldsucher in die Gebirge im Nordwesten weiter ein und fanden im Jahre 1861 in Britisch-Kolumbien andere Lagerstätten. Aufmerksamkeit erregten hier die Funde im Similkameen River, der sich bei der Stadt Princeton in zwei Flüsse gabelt, von denen der nördliche heute als Tulameen bezeichnet wird. Der

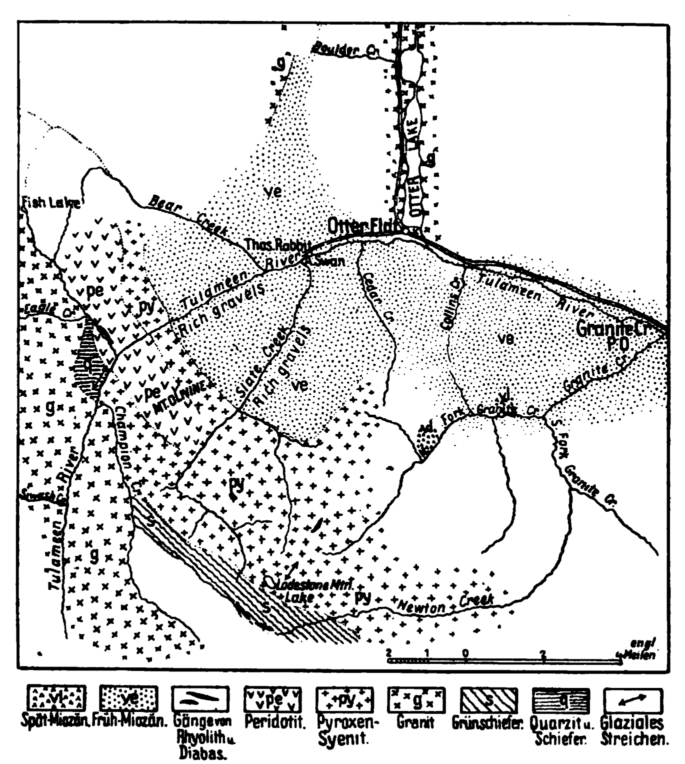


Fig. 175. Geologische Karte des Platinseifengebietes am Tulameenfluß. (Nach Kemp.)

Goldbergbau nahm keine große Ausdehnung an, indessen wurde von Anfang an das Vorkommen von Platin festgestellt (Fig. 175). 1885 fand man Platin mit Gold in den Sanden des Granite Creek, einem Nebenflusse des Tulameen, ungefähr 12 engl. Meilen oberhalb seiner Vereinigung mit dem Similkameen. Das platinreichste Gebiet liegt am Eagle Creek, einem nördlichen Nebenfluß des Tulameen, und im Slate Creek, einem südlichen Nebenfluß, ungefähr 8 Meilen oberhalb des Granite Creek.

Das Verhältnis von Platin zu Gold ist hier ungefähr 1 : 3. In den oberen Nebenflüssen des Tulameen vom Eagle Creek aufwärts nimmt der Platingehalt nach und nach ab. Auch in dem kanadischen Distrikt stammt das Edelmetall aus Olivingesteinen.

Das Tulameen-Platin-Vorkommen ist durch die Arbeiten der in der Literatur genannten Geologen ziemlich genau erforscht. Die Zusammen-

setzung geht aus folgender Analyse hervor, welche sich auf eine Quantität von 18,266 g bezieht, von der 17,894 g Platin und der Rest Magneteisen, etwas Schwefelkies und Gold war. Das spez. Gew. des Platins betrug 16,686; es wurde aufbereitet zu einem magnetischen Teil = 37,88 Proz. und einem nichtmagnetischen Teil = 66,12 Proz. Beide wurden getrennt untersucht.

Platinanalyse von Tulameen River, Britisch-Kolumbien.

	Magnetisch	Nicht-magnetisch	Zusammen
Platin	78,43	68,19	72,07
Palladium	0,09	0,26	0,19
Rhodium	1,70	3,10	2,57
Iridium	1,04	1,21	1,14
Kupfer	3,89	3,09	3,39
Eisen	9,78	7,87	8,59
Iridosmium	3,77	14,62	10,51
Chromit	1,27	1,95	1,69
	99,97	100,29	100,15

Brasilien. Platin findet man hier im Goldsande von Corrego das Lages, Condado Serro am Rio Abaete in Minas Geraes und in Matto Grosso[1]); überall kommen zugleich Diamanten vor.

Das Gold von Gongo Socco (siehe S. 117) in der Provinz Minas Geraes enthält Palladium und das brasilianische Gold im allgemeinen etwas Platin oder Eisen.

Iridium und Iridosmium sind aus den Goldseifen von Minas bekannt geworden[2]).

---

[1]) Hintze, Handbuch der Mineralogie, Bd. 1 u. Hussak, Palladium u. Platin in Brasilien, Z. f. pr. Geol. 1906.

[2]) J. F. Kemp, The Geological Relation and Distribution of Platinum and associated Metals. Bull. Nr. 193. Washington 1902.

Ortsregister.

Metallproduktionen einzelner Länder siehe unter „Weltproduktionen" der betreffenden Metalle.

L.

M.

N.

O.

P.

Y.

Z.

Sachregister.

Metallproduktionen einzelner Länder siehe unter „Weltproduktionen“ der betreffenden Metalle.

A.

B.

K.

M.

N.

O.

Die Lagerstätten

der

Nutzbaren Mineralien und Gesteine

nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

Prof. Dr. F. BEYSCHLAG
Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

Prof. Dr. P. KRUSCH
Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geolog. Landesanstalt u. Dozent a. d. Kgl. Bergakademie, Berlin.

Prof. Dr. J. H. L. VOGT
früher an der Universität Kristiania jetzt an der Techn. Hochschule zu Trondhjem.

DREI BÄNDE.

II. BAND. * 2. HÄLFTE.

Metasomatische Antimonerzgruppe. Eisenerzganggruppe. Metasomatische Eisenerzgruppe. Manganerzganggruppe. Metasomatische Manganerzgruppe. Kupfererzganggruppe. Metasomatische Kupfererzgruppe. Schwefelkies- und Arsenkiesganggruppe. Metasomatische Kiesgruppe. Gediegen Kupfergruppe. Nickel-Kobalt-Arsenerzganggruppe. Nickelsilikatgruppe. Rückblick auf die Genesis der Erzgänge. — Erzlager. Allgemeines. Eisenerzlager. Manganerzlager. Kupferschiefergruppe. Fahlbandgruppe. Schwefelkiesgruppe. Witwatersrandgruppe. Geschwefelte Kupfer-Blei-Zinkerzgruppe. Antimonerzgruppe. Zinnstein- und Edelmetallseifen.

MIT 109 ABBILDUNGEN.



STUTTGART.
VERLAG VON FERDINAND ENKE.
1913.

